

STAT

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 20

АЛМАТЫ 1953. АЛМА-АТА

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫ
АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ
—★—
ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 20



Издательство Академии наук Казахской ССР
Алматы 1955 Алма-Ата

STAT

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

У. М. Ахмедсафин, Р. А. Борукаев, М. И. Ломонович,
Г. Ц. Медоев, К. И. Сатпаев (ответ. редактор), Е. Д. Шлыгин

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Казахской ССР*

STAT

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1955

Серия геологическая

Вып. 20

• Акад. К. И. САТПАЕВО МЕТОДОЛОГИИ, ФАКТИЧЕСКОЙ БАЗЕ И ОСНОВНЫХ ВЫВОДАХ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Изучение геологического строения и состава какой-либо страны, выясняя историю ее развития и современного состояния, позволяет нам судить о том, какие месторождения полезных ископаемых могут быть найдены в ее пределах.

Акад. В. А. Обручев, 1932 г.

История вопроса

Центральный Казахстан представляет палеозойский щит, опоясанный на западе Тургайской впадиной, на севере — Западно-Сибирской низменностью, на востоке — Иртышской впадиной, на юге — Чу-Балхаш-Алакульской впадиной.

Площадь Центрального Казахстана превышает 800 тыс. кв. км, что составляет приблизительно треть территории КазССР, в три раза превышает территорию Англии, и в четыре раза — территории всех союзных республик Кавказа, вместе взятых.

До Великой Октябрьской социалистической революции Центральный Казахстан в геологическом отношении представлял громадное белое пятно. Исследования здесь отдельных корифеев дореволюционной русской геологической науки (Г. Д. Романовского, А. К. Мейстера и др.) освещали геологию лишь узких лент отдельных их маршрутов. Считалось, что здесь развиты сплошные отложения девона, третичные отложения и граниты.

В советские же годы здесь открыты отложения всех систем, известных в мировой геологической науке, все виды магматических образований, как основных, так и кислых, как глубинных, так и излившихся на поверхность. Центральный Казахстан оказался также одной из богатейших сокровищниц недр не только Казахстана, но и всей нашей страны.

Прогрессирующее использование богатств недр Центрального Казахстана за советский период превращает этот в дореволюционном прошлом безлюдный и чисто скотоводческий край в один из цветущих и мощных индустриальных регионов всей нашей страны.

Для Центрального Казахстана характерны в советские годы, особенно с периода первой пятилетки индустриализации страны, бурно нарастающие темпы геологических исследований и широкий размах геологического картирования, поисков, разведок, аэромагнитометрии, наземной геофизики, рудничной геологии. К настоящему времени здесь создана многоотраслевая и достаточно мощная геологическая служба, накоплен громадный фактический материал, разобранный, однако, по многочисленным ведомственным геологическим фондам.

Для Центрального Казахстана характерны, далее, сложность геологического строения, мозаичность его структур, отличных от стройных линейных структур Урала, Кавказа и других горнорудных регионов страны. Первым научным обобщением геологии Центрального Казахстана

на явилась его полуторамиллионная геологическая карта, составленная в 1939 г. отцом советской геологии Казахстана — покойным Н. Г. Кассиным.

Идея металлогенических прогнозов, как известно, целиком принадлежит советским геологам. Впервые ее высказал в 1932 г. акад. В. А. Обручев. В дальнейшем развивали ее академики А. Д. Архангельский, С. С. Смирнов, Д. И. Щербаков, а также Ю. А. Билибин и др. По Центральному Казахстану ее развивали А. И. Семенов, П. Н. Кропоткин и др. Но все реально составленные до сих пор металлогенические прогнозные карты отличались неполнотой и умозрительностью своего содержания и, как правило, слишком мелким «обзорным» масштабом. Отсутствовали разработанные методология и методика составления самих металлогенических прогнозных карт.

Идея составления металлогенических прогнозных карт для Центрального Казахстана возникла в стенах Института геологических наук АН КазССР еще в 1942 г., когда впервые здесь и началось составление систематизированной геолого-структурной карты Центрального Казахстана, которая рассматривалась нами в качестве необходимой исходной основы для металлогенических прогнозных карт для этого обширного региона.

В нагрузку этой геолого-структурной карты была заложена идея объективного отображения истории развития тектоники, магматизма и литогенеза Центрального Казахстана, начиная от верхов докембрия и до современности. Этот длительный отрезок времени (более полмиллиарда лет) был расчленен на шесть отдельных геотектонических этапов. Для каждого из них отображалось на карте развитие складчатых и разрывных структур, магматизма и основных рудовмещающих комплексов.

До 1949 г. эта крупнейшая обобщающая работа выполнялась Н. Г. Кассиным и одним из его лучших учеников Г. Ц. Медоевым, а позже с уходом Н. Г. Кассина, вся эта работа почти целиком легла на плечи Г. Ц. Медоева.

Как составные части этого капитального труда были тогда же начаты в ИГН АН КазССР исследования по обобщению ряда узловых вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма, литогенеза и металлогении Центрального Казахстана. Сюда вошли исследования и последующие монографии Н. Г. Кассина по палеогеографии Центрального Казахстана, Е. Д. Шлыгина — по Кокчетавской глыбе, Р. А. Борукаева — по структурам, стратиграфии и металлогении нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана, И. И. Бока — по ультраосновным комплексам, Н. Г. Сергиева — по эффузивным комплексам Центрального Казахстана и др. Кроме того, изучались генетические особенности главных рудных формаций и основные черты комплексной и сложной металлогении Центрального Казахстана. Была завершена и опубликована карта прогноза угленосности КазССР в м. 1 : 5 000 000.

За это же время устанавливался и укреплялся контакт научных исследований ИГН АН КазССР с центральными научно-исследовательскими организациями: ИГН АН СССР, ВСЕГЕИ, МГУ, а также со всеми производственными геологическими организациями, работающими в Казахстане.

Состоявшийся в декабре 1951 г. V съезд Коммунистической партии Казахстана в своих решениях обязал геологов республики в двухлетний срок завершить составление прогнозных карт важнейших ископаемых в пределах Центрального Казахстана.

Выполнение решения съезда партии Казахстана было осуществимо только при обязательном участии всех местных геологических организаций республики, притом в условиях их предельной организованности в

работе. На Институт геологических наук АН КазССР выпала при этом задача научного и научно-методического возглавления всех этих работ.

Вопросы методологии и методики составления металлогенических прогнозных карт

Для выполнения этих задач необходимо было прежде всего разработать методологическую и методическую основу. Конечно, легче всего можно было следовать по проторенному пути и дать внешне стройную логически умозрительную «обзорную» схему металлогении и прогноза Центрального Казахстана, «загоняя», так сказать, природу в рамки одной или нескольких представлявшихся «на сегодня универсальными» металлогенических концепций и схем. Но было ясно, что от этого не будет никакой реальной пользы ни для практики геологоразведочных работ, ни для теории самой металлогенической науки.

Следовательно, нужно было попытаться создать именно такие металлогенические прогнозные карты, которые, являясь объективным синтезом всех фактически накопленных знаний о геологии и металлогении Центрального Казахстана, могли бы отображать с максимально возможной полнотой действительно реальное положение вещей в природе.

Это вытекало из известного высказывания В. И. Ленина о том, что *«признание теории снимком, приблизительной копией с объективной реальности, — в этом и состоит материализм»* (В. И. Ленин. Сочинения, т. 14, стр. 252).

Для этого требовалось прежде всего собрать воедино весь обширный, уже имеющийся фактический материал о геологии и металлогении Центрального Казахстана, изучить и систематизировать его, а затем уже синтезировать вытекающие из него обобщающие теоретические выводы относительно основных специфических закономерностей, которые действительно управляют процессами формирования, становления и размещения месторождений многочисленных полезных ископаемых в пределах Центрального Казахстана.

При таком понимании основ методологии составления металлогенических прогнозных карт предстояло сделать очень многое, идя при этом по неисхоженной целине.

Для иллюстрации этого достаточно напомнить, что методологические и методические указания к составлению металлогенических прогнозных карт, которые имелись к моменту составления металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана, были крайне разрозненными и противоречивыми. Одни (А. Н. Заварницкий) рекомендовали класть в основу прогнозирования геологическую карту данной территории и карту ее полезных ископаемых. Другие (А. Д. Архангельский) рекомендовали руководствоваться для этой цели, главным образом, палеогеографическими построениями и картами, третьи (Д. И. Щербаков) — руководствоваться геологической картой и нанесением на нее месторождений, расчлененных на генетические типы, четвертые (Ю. А. Билибин) — руководствоваться анализом изменений состава интрузивного магматизма в условиях историко-геологического развития мобильных геосинклинальных зон, пятые (Н. С. Шатский) рекомендовали класть в основу прогнозирования «универсальный», «формационный» метод, не раскрывая, впрочем, достаточно ясно конкретного содержания этого метода. Нетрудно видеть, что каждая из этих рекомендаций включает в себе несомненное рациональное зерно истины. Поэтому вообще полезно было учитывать их при составлении металлогенических прогнозных карт. Однако ни одна из этих методологических и методических рекомендаций, взятая в отдельно-

сти, не обладала необходимой полнотой и универсальностью, ибо любая из них, при условии даже абсолютно полного и безупречного ее применения, могла осветить пусть важные, но только *отдельные частные детали* в той комплексной нагрузке, которую необходимо должны иметь действительно объективные металлогенические прогнозные карты в условиях того или иного конкретного рудного региона. Составленные на основе указанных методов металлогенические прогнозные карты являлись бы по необходимости неполными, а при применении некоторых из этих рекомендаций, например «формационного» метода, металлогенические прогнозные карты заранее заключали бы в себе, в своей нагрузке, даже значительные элементы субъективности и отвлеченности от практических нужд.

Вместе с тем несомненно, что в ряде основных и исходных вопросов металлогенеза, а именно: *откуда, что, как и где* формировало свои промышленно ценные концентрации в виде отдельных месторождений в специфических историко-геологических условиях развития той или иной прогнозируемой территории — в задачу металлогенических прогнозных карт этой территории, в сущности, должна входить разработка ясных и обоснованных ответов только лишь на второй, третий и четвертый из указанных вопросов.

Для полного и объективного ответа на вопросы: *что, как и где* формировали свои месторождения — совершенно необходимо, чтобы металлогенические прогнозные карты обязательно и комплексно учитывали фактические данные о всех конкретных особенностях и этапах историко-геологического развития данной территории, о ходе, содержании и взаимосвязях в ней процессов осадконакопления, тектоники, магматизма и как специфически закономерного продукта их сложных взаимосвязей — состава и особенностей эндогенного и экзогенного металлогенеза в пределах данного региона.

Чем полнее и комплекснее будут исходные геологические материалы, отображающие фактические особенности указанных выше главных и решающих аргументов прогнозирования, тем полнее, объективнее и конкретнее будут, конечно, реальная нагрузка и практические выводы металлогенических прогнозных карт.

Отсюда несомненно, что металлогенические прогнозные карты обязательно должны являться, так сказать, венцом и вершиной всей пирамиды наших современных фактических знаний относительно геологии и металлогенеза данного прогнозируемого региона. Если это так, то металлогенические прогнозные карты любого региона должны обязательно представлять собою теоретический синтез и объективное обобщение всех фактически имеющихся геологических и металлогенических данных относительно прогнозируемого региона.

Сюда, прежде всего, должны относиться:

1. Учет, анализ и обобщение данных всех, в первую очередь крупномасштабных, геологических карт, имеющихся в пределах данного региона, включая и пояснительные текстовые материалы к ним. В итоге обобщения их должна составляться специальная геологическая основа прогнозных карт.

2. Учет, анализ и обобщение результатов всех шлиховых исследований, выполненных в пределах данного региона. Итоги обобщения результатов всех шлиховых исследований, прежде всего в виде замкнутых контуров устойчивого и повышенного проявления тех или иных прогнозируемых полезных компонентов в пределах данного региона, должны фиксироваться на специальной геологической основе прогнозных карт.

3. Учет, анализ и обобщение результатов всех металлотрических и геофизических исследований (включая и аэромагнитные съем-

жи), выполненных в пределах прогнозируемого региона. Итоги обобщения их результатов, в первую очередь в виде осей и контуров аномальных зон, контуров устойчивого и повышенного проявления тех или иных прогнозируемых полезных компонентов, также должны наноситься на специальную геологическую основу прогнозных карт.

4. Учет, анализ и обобщение результатов всех региональных магнитных и гравитационных наблюдений и съемок, выполненных в пределах прогнозируемого региона. Итоги обобщения их результатов, в первую очередь в виде осей и контуров аномальных зон, также должны наноситься на специальную геологическую основу прогнозных карт.

5. Учет, анализ и обобщение всех имеющихся данных о литологическом составе, структурно-фациальных особенностях, изменениях в мощности и характере контакта с подстилающими комплексами, всех тех геологических отложений, которые в конкретных специфических условиях геологии и металлогении данного региона явились коллекторами тех или иных прогнозируемых осадочных полезных ископаемых. В итоге этого должны составляться серии палеогеографических и фациально-литологических карт, а обобщенные их данные должны наноситься на специальную геологическую основу прогнозных карт.

6. Учет, анализ и обобщение всех имеющихся данных о геоморфологии, в особенности о древней гидрографической сети в пределах данного региона. Результаты их обобщения, в первую очередь в виде замкнутых контуров, где обоснованы поиски на современные и древние россыпи тех или иных прогнозируемых полезных ископаемых, также должны наноситься на специальную геологическую основу прогнозных карт.

7. Учет, анализ и обобщение всех имеющихся данных о гидрохимии, природе и динамике подземных вод в пределах данного региона. Обобщение их итогов в виде специального приложения к металлогеническим картам важно для прогнозирования ресурсов как самих подземных вод, так и для прогнозирования ряда экзогенных полезных ископаемых.

8. Учет, анализ и обобщение всех данных о проявлениях малых интрузий, даек, полей окварцевания, скарнирования и других косвенных индикаторов эндогенного металлогенеза в пределах прогнозируемого региона. Результаты обобщения их, в первую очередь в виде замкнутых полей или полей их проявления, должны также наноситься на специальную геологическую основу прогнозных карт.

9. Учет, анализ и геолого-промышленная оценка всех известных мест конкретного проявления всех прогнозируемых видов полезных ископаемых в пределах данного региона. Эта работа должна быть выполнена особенно полно и тщательно. Нужно детально изучить решительно все имеющиеся печатные и рукописные геологические материалы, фонды и архивы. В итоге должен составляться единый и систематический кадастр всех месторождений и рудопроявлений, известных ныне в пределах данного прогнозируемого региона, а также полный перечень всех использованных литературных, фондовых и архивных материалов—первоисточников. Результаты их обобщения, на основе разработанной и принятой легенды, также должны наноситься на специальную геологическую основу прогнозных карт, что позволит составить *карту совмещения полезных ископаемых с геологическими структурами и вулканизмом* в пределах данного прогнозируемого региона.

10. Учет, анализ и обобщение всех данных об основных специфических особенностях геологии и металлогении всех ныне известных, изученных и изучаемых месторождений всех прогнозируемых полезных ископаемых в пределах данного региона; с-классификацией их по геологическому возрасту и геолого-генетическим особенностям. Установление объективных

рудоконтролирующих факторов для отдельных генетических типов месторождений, в первую очередь на основе анализа всех специфических геолого-металлогенических особенностей ведущих и типовых для этих месторождений — «генотипов». Детальное описание основных специфических геолого-металлогенических особенностей всех месторождений — «генотипов». Описание всех установленных в пределах данного региона месторождений и рудопоявлений, объективно обосновывающее отнесение их к тому или иному конкретному генетическому классу месторождений. Нанесение всех их, на основе разработанной легенды, на специальную геологическую основу прогнозных карт, что позволит составить *комплексную металлогеническую карту* данного региона, являющуюся исходной базой для составления пометальных и комплексных прогнозных карт для данного региона.

Такой последовательный и по необходимости трудоемкий путь, по нашему мнению, необходимо было обязательно преодолеть, чтобы составить металлогеническую прогнозную карту Центрального Казахстана, которая бы действительно соответствовала поставленным перед ней важным теоретическим и практическим задачам: *быть снимком, приближенной копией с объективной реальности и служить надежной теоретической базой для ближайших комплексных геологопоисковых и геологоразведочных работ* в пределах Центрального Казахстана. Так и решили мы поступить.

Нетрудно видеть, что метод, который мы нашли необходимым применить для составления металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана, состоял в своей основе в комплексном анализе всех геологических материалов по району, в анализе металлогении всего рассматриваемого региона на фоне и учете тесных взаимосвязей ее со специфическими особенностями тектоники, вулканизма и литогенеза — основных геолого-структурных факторов, определяющих место и характер металлогении в конкретных условиях каждого данного региона. Метод этот вкратце можно определить как метод *комплексной структурно-региональной металлогении*. Нам представляется, что именно этот метод, как наиболее объективный и свободный от элементов субъективизма, только и должен широко применяться в дальнейшем на практике составления металлогенических прогнозных карт для всех рудных регионов как Казахстана, так и СССР.

Исходная фактическая база металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана

Благодаря принятой с самого начала широкой коллективности и организационной целеустремленности в выполнении металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана, участия в них решительно всех геологических организаций Казахстана и централизованности научного руководства ими в стенах единого научно-методического центра — ИГН АН КазССР — удалось к началу 1953 г. выполнить в основном весь объем работ по сбору и обработке всего обширного и многогранного фактического геологического материала по Центральному Казахстану, а к началу 1954 г. были завершены уже все работы по составлению рабочих макетов и самих систематизированных прогнозных металлогенических карт для этого региона.

Практически всего за два года был выполнен следующий обширный объем работ:

1. За специальную геологическую основу металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана была принята уже завершившаяся к

тому времени в ИГН АН КазССР систематизированная геолого-структурная карта Центрального Казахстана, в составлении которой были учтены данные всех геологических карт всех масштабов, имеющихся по Центральному Казахстану. Эта работа была завершена Г. Ц. Медоевым с учетом результатов геологического картирования Центрального Казахстана вплоть до 1953 г., а частично и вплоть до 1954 г.

Эта карта синтезировала и отражала в своей нагрузке всю сумму имеющихся геологических данных в отношении тектоники, магматизма и литогенеза Центрального Казахстана и о сложных путях их развития за последние 500 миллионов лет, протекших от конца докембрийской эпохи.

Завершающими моментами каждого из выделенных в ней шести геотектонических этапов были наиболее напряженные эпохи орогена, качественно и резко менявшие лик и недра Центрального Казахстана.

Мерой достоверности этой карты является степень геологической завершенности Центрального Казахстана, составляющей в 1954 г. около двух третей всей территории Центрального Казахстана в отношении геологических карт регионально-кондиционных масштабов.

Будет не лишним несколько подробнее остановиться ниже на методе составления и характере нагрузки листов этой геолого-структурной карты.

Как было сказано выше, в основу ее были положены фактические данные всех выполненных различными организациями на территории Центрального Казахстана геологосъемочных работ как региональных, так и поисковых масштабов. Там, где не имелось карт подобных сравнительно крупных масштабов, использовались данные более мелкомасштабных карт и дополнительных маршрутных геолого-тематических исследований.

Учитывая, что стратиграфия ряда комплексов Центрального Казахстана, в особенности докембрийского, нижнепалеозойского и мезо-кайнозойского возрастов, является еще далеко не разработанной, в связи с чем границы отдельных стратиграфических комплексов на существующих картах носят иногда спорную и часто умозрительную основу, было найдено целесообразным расчленить историю геологического развития Центрального Казахстана пока на нижеследующие шесть достаточно документированных фактической основой основных геотектонических этапов, а именно: на *допалеозойский*, *раннекаледонский* (кембрий + ордовик), *позднекаледонский* (готландий + нижний девон), *раннесарисский* (средний девон + средний карбон), *поздневарисский* (верхний карбон + пермь) и *киммеро-альпийский* (мезозой + кайнозой).

Такая периодизация, наряду с обоснованностью ее сравнительно надежной фактической базой и соответствием степени и состоянию современной геологической изученности Центрального Казахстана, отражала в себе также и наиболее характерные этапы в качественных изменениях как поверхности, так и недр этого обширного региона.

В нагрузке структурно-геологической карты целесообразно было отражать только лишь такие геологические элементы, которые имеют прямое и первостепенное значение для выяснения специфики металлогении Центрального Казахстана по каждому из шести указанных выше основных этапов его историко-геологического развития.

В качестве таких основных геологических элементов были приняты следующие:

а) Складчатые структуры, возникшие в пределах каждого из шести ведущих геотектонических этапов. Наряду с площадями развития этих структур на современном эрозионном срезе Центрального Казахстана, здесь показаны также элементы ориентации и основные черты морфологии этих структур.

Для интенсивно- и сложноскладчатых структур докембрийского воз-

раста морфологические элементы показаны таким условным знаком пloyчатости, которым обычно изображаются в геологических разрезах сильно складчатые толщи.

Для палеозойских складчатых структур степень крутизны их крыльев показана линиями условных стратонзогипс, более густых — для крутых углов падения или погружения складчатых структур и более редких — для пологих значений последних.

При таком методе изображения наиболее рельефно подчеркивались основные и характерные особенности отдельных складчатых структур, а именно: площади проявления, возраст возникновения, ориентация в пространстве, степень крутизны падения крыльев и погружения их осей.

б) Разрывные структуры регионального значения с расчленением их на структуры надвигового и сбросового типа и указанием возраста их возникновения в пределах рассматриваемых шести ведущих геотектонических этапов в развитии Центрального Казахстана.

в) Площади развития кислых (гранитоидных) интрузий с разбивкой их по возрасту внедрения на шесть геотектонических этапов.

г) Площади развития основных и ультраосновных интрузий с разбивкой их по возрасту внедрения на те же шесть геотектонических этапов.

д) Площади развития эффузивно-осадочных, карбонатных и терригенных комплексов пород с разбивкой их по возрасту формирования также на шесть ведущих геотектонических этапов в историко-геологическом развитии Центрального Казахстана.

е) Карта составлена в шесть красок, каждая из которых обозначает один из указанных ведущих геотектонических этапов в развитии Центрального Казахстана. Краска каждого геотектонического этапа является его общим указателем для всех перечисленных выше основных элементов нагрузки, принятой для всей систематизированной геолого-структурной карты Центрального Казахстана.

Из изложенного ясно, что, базируясь в своей фактической основе на документальных данных всех имеющихся материалов обычной геологической карты Центрального Казахстана, в основном регионально-кондиционного масштаба, рассматриваемая геолого-структурная карта является обобщением именно тех геологических элементов, которые имеют непосредственное, притом руководящее значение для раскрытия основных закономерностей в формировании сложной металлогении Центрального Казахстана, обусловленных специфическими особенностями взаимосвязей элементов тектоники, магматизма, литогенеза и металлогении.

Не лишне напомнить, что к идее составления подобных структурных геологических карт «со спецнагрузкой», как необходимой вспомогательной стадии обобщения данных обычных геологических карт при составлении металлогенических прогнозных карт, пришел в 1951 г. также и ВСЕГЕИ, с той только разницей, что карты «со спецнагрузкой» по варианту ВСЕГЕИ являются значительно более обобщенными и схематическими, чем геолого-структурная карта Центрального Казахстана, составленная ИГи АН КазССР.

Таковы в кратких чертах главные особенности принятой специальной геологической основы при составлении металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана.

2. Был собран и обобщен весь основной материал по шлиховым съемкам Центрального Казахстана. Оказалось, что для около половины его территории имеются шлиховые карты сравнительно детальных регионально-поисковых масштабов. Этот материал собирался из Москвы, Ленинграда, Степняка, Караганды, Семипалатинска и других городов.

В итоге его обобщения была составлена систематизированная шлиховая карта Центрального Казахстана, важные специальные результаты которой были перенесены затем на геолого-структурную карту этого региона.

3. Был собран и обобщен весь материал металлометрических, поисково-геофизических и аэромагнитных съемок. Оказалось, что около половины территории Центрального Казахстана имеет аэромагнитные и поисково-геофизические карты регионально-кондиционного масштаба. В итоге обобщения этих материалов была составлена металлометрическая и поисково-геофизическая карты Центрального Казахстана, важные специальные результаты которых также были перенесены на геолого-структурную карту этого региона.

4. Был собран и обобщен весь материал по государственной магнитной и гравитационной съемкам Центрального Казахстана и составлена карта гравитационного и магнитного полей Центрального Казахстана в полуторамиллионном масштабе, основные выводы которой были также учтены в нагрузке геолого-структурной карты этого региона. Эта карта, в частности, подтвердила объективность существования в Центральном Казахстане ряда протяженных зон глубоких расколов земной коры, имеющих сотни километров в длину, километры в ширину, десятки километров в глубину, ориентированные в основном в субширотном (тяньшанском) направлении и наклоненные обычно на юг под сравнительно небольшими углами (30—40°). Наряду с этим было подтверждено объективное существование в Центральном Казахстане также и зон глубоких разломов субмеридионального (уральского) и диагональных — северо-восточного и северо-западного (алтайского) направлений.

5. Были собраны и обобщены данные о палеогеографических и фациально-литологических особенностях отложений верхнего девона и низов нижнего карбона в пределах всего Центрального Казахстана, верхнего карбона и перми для западной его части, юры, верхнего мела и палеогена в пределах западного и северного обрамления Центрального Казахстана. Эти данные позволили уточнить фации, мощность и состав осадков, положение и характер береговых линий существовавших в те периоды здесь морей и внутренних водоемов, т. е. площади, состав и фации всех основных как континентальных, так и морских комплексов осадков в пределах каждой из указанных эпох. Это было сделано потому, что с некоторыми из них были генетически связаны многие, притом крупные, осадочные месторождения руд железа, марганца, бокситов и углей в пределах Центрального Казахстана. Затем были составлены серии палеогеографических и фациально-литологических карт этих отложений частью в полуторамиллионном масштабе, специально обобщенные результаты которых были нанесены на геолого-структурную карту Центрального Казахстана.

6. Был собран и обобщен весь геоморфологический, геофизический и поисково-разведочный материал о ныне захороненной древней (мезокайнозойской) гидрографической сети в пределах Центрального Казахстана, установлены связи этой древней гидрографической сети с площадями развития металлоносных массивов гранитоидов и ультрабазитов. Это позволило составить полуторамиллионную карту прогноза погребенных россыпей в древних речных долинах Центрального Казахстана и наметить на ней площади, перспективные в отношении россыпей золота, олова, вольфрама, титана, платиноидов, монацитов и ряда других ценных полезных ископаемых.

7. В порядке полноты осуществления принятого основного принципа — комплексности, а также имея в виду громадное народнохозяйствен-

ное значение ресурсов подземных вод в условиях Центрального Казахстана и учитывая важность влияния специфических особенностей гидрохимии и динамики подземных вод для прогнозирования разного рода экзогенных металлогенических формаций, были собраны и обобщены все фактические данные об артезианских и вадозовых водах в пределах Центрального Казахстана, что позволило составить полуторамиллионную карту гидрогеологического районирования всей территории Центрального Казахстана.

8. Был собран и обобщен весь материал по проявлениям в Центральном Казахстане полей развития разного возраста и состава даек, жил и малых интрузий гранитоидов, зон повышенного проявления окварцевания, баритизации, серицитизации, лимонитизации, полей развития массивов вторичных кварцитов, скарнов и других пород, являющихся косвенными индикаторами нахождения непосредственно с ними или поблизости от них различных эндогенных металлогенических формаций, в первую очередь руд цветных и редких металлов. Эти данные позволили составить карту «дополнительных спецнагрузок», обобщенные основные результаты которой были также нанесены на геолого-структурную карту Центрального Казахстана.

9. Путем тщательного изучения и ревизии всей геологической литературы, отчетных и фондовых материалов, включая и фонды Архивного управления МВД КазССР, был собран и систематизирован весь фактический материал, указывающий на конкретные места нахождения месторождений или проявлений руд черных, цветных, редких и благородных металлов, углей, разного рода горнорудного, горнохимического сырья и минеральных строительных материалов в пределах Центрального Казахстана.

Данные о них были сведены в единые систематические кадастры по отдельным металлам и другим видам полезных ископаемых в пределах каждой из 15 трапезий номенклатурных листов систематизированной карты и нанесены на геолого-структурную карту Центрального Казахстана. Всего таким путем было выявлено в Центральном Казахстане наличие свыше 5500 мест проявлений различных полезных ископаемых, из которых 600 оказались дореволюционными заявками, никем из советских геологов не посещенными до сих пор.

Нужно подчеркнуть, что данные эти представляют на сегодня единственно полную и наиболее систематизированную сводку относительно всех фактически установленных к настоящему времени мест проявлений различных полезных ископаемых на территории Центрального Казахстана.

Оказалось, что из всех ныне зафиксированных рудных проявлений в Центральном Казахстане 50% приходится на руды меди, частью со свинцом, 16% — на руды свинца и полиметаллов, 17% — на руды железа и марганца и 12% — на руды вольфрама, молибдена, олова и других редких металлов.

10. Нанесение всех указанных выше данных о конкретных проявлениях полезных ископаемых в пределах Центрального Казахстана на геолого-структурную карту дало карту совмещения полезных ископаемых с геологическими структурами и вулканизмом в пределах этого региона. Заметим, что о содержании этой карты было доложено нами на пленарном заседании Геолого-географической секции Координационного совета при АН СССР еще в начале 1953 г. в Москве.

Вместе с данными обширного геологического описания к ней эта карта установила чрезвычайно важный факт разновозрастности сложной и многокомпонентной металлогении Центрального Казахстана, до-

казанный, в частности, объективными результатами определения абсолютного возраста гелиевым методом минералов, характеризующих состав и возраст более 40 крупных металлоносных массивов гранитоидов и ведущих металлогенических формаций Казахстана. Этот факт имеет огромное теоретическое и практическое значение. В частности, он отвергает метафизические представления Шнейдерхена и других буржуазных зарубежных металлогенистов о какой-то обязательной одноактности творения металлогении отдельных обширных регионов.

Схема возрастной и геолого-генетической классификации металлогенических формаций Центрального Казахстана

На основе детального анализа и систематического обобщения всего обширного комплекса фактического геологического материала о конкретных особенностях геологии и металлогении Центрального Казахстана была впервые разработана схема возрастной и геолого-генетической классификации всех эндогенных и экзогенных металлогенических формаций в пределах Центрального Казахстана. Теоретической базой при этом служили в основном материалистические воззрения А. П. Карпинского и Н. Г. Кассина о закономерностях геологического развития платформ, В. А. Обручева — о пульсационной теории тектогенеза, М. А. Усова — о фациях глубинности магматических очагов, о геологических и металлогенических формациях, С. С. Смирнова — о пульсационной теории металлогенеза.

Приведем некоторые основные итоги проделанной в этом отношении работы.

1. Железорудные проявления в Центральном Казахстане были расчленены на следующие металлогенические формации:

- а) докембрийские формации железистых кварцитов, мартитовых роговиков;
- б) ранне- и позднекаледонские формации осадочно-метаморфических руд, яшмондов и скарнов;
- в) ранне- и поздневарисские формации осадочных метаморфогенных руд, яшмондных, скарновых и гидротермальных рудных образований;
- г) киммеро-альпийские (мезо-кайнозойские) осадочные формации сидеритовых, колчеданных, морских и континентальных сидерито-лептохлоритовых оолитовых руд и формаций кор выветривания.

Промышленно перспективными из них в условиях Центрального Казахстана на данном уровне их фактической изученности оказались формации железистых кварцитов, метаморфогенных, возможно гидротермальных руд среднего палеозоя, скарновые формации каледонских и варисских этапов, а также сидеритовые, колчеданные, сидерито-лептохлоритовые оолитовые формации мезо-кайнозоя.

2. Марганцеворудные проявления были расчленены на:

- а) ранне- и позднекаледонские осадочно-метаморфизованные и яшмоидные формации;
- б) ранневарисские осадочные, метаморфогенные, яшмоидные и скарново-гидротермальные формации;
- в) поздневарисские гидротермальные и скарново-гидротермальные формации;
- г) киммеро-альпийские осадочно-морские и осадочно-континентальные формации, а также пиролюзит-псиломелановые и кобальтистые вадасболановые формации кор выветривания.

Часто в этих формациях марганцевые руды тесно ассоциируют с железными.

Промышленно перспективными на марганец в условиях Центрального Казахстана на данной стадии их изученности оказались осадочно-метаморфизованные, метаморфогенные и гидротермальные формации различных металлогенических эпох, а возможно и некоторые осадочно-морские формации и коры выветривания киммеро-альпийского этапа.

3. *Меднорудные* проявления в Центральном Казахстане были расчленены на:

а) докембрийские гистеро-магматические медно-никелевые и гидротермальные формации;

б) ранне- и позднекаледонские вкрапленно-прожилковые «вторично-кварцитовые» медно-молибденовые формации, скарновые медно-железные и гидротермальные золото-медно-колчеданные, медно-полиметаллические, медно-турмалиновые, вкрапленно-прожилковые кварцево-медные формации, в зонах разломов и пластовых дизъюнкций среди первично хорошо расслоенных терригенных и эффузивно-осадочных комплексов;

в) ранне- и поздневарисские формации рассеянных цеолитных руд среди основных эффузивов, скарновые и скарново-гидротермальные формации с медью, железом, полиметаллами, редкими металлами, вкрапленно-прожилковые «вторично-кварцитовые» медно-молибденовые формации среди малых интрузий кислых или средней основности гранитов или конически-кольцевых даек экструзивов, прожилково-вкрапленные кварцево-барито-кальцитовые, медные и медно-полиметаллические гидротермальные формации среди первично хорошо расслоенных терригенных, флишондных или эффузивно-осадочных комплексов, в зонах пересечения их региональными глубокими разломами и интенсивного проявления в них дисгармоничных «пластовых» дизъюнкций, а также нормально осадочные формации меди среди терригенных отложений верхнего девона, карбона и перми;

г) киммеро-альпийские формации кор выветривания и вторичного окисно-сульфидного обогащения верхних зон перечисленных выше первичных эндогенных металлогенических формаций, в особенности медно-порфировых руд.

Для всех эндогенных формаций меди характерен парагенезис ее с различными металлами, в особенности со свинцом, серебром и молибденом.

Наиболее промышленно перспективными в условиях Центрального Казахстана на данной стадии их изученности оказались:

1) прожилково-вкрапленные гидротермальные металлогенические формации верхневарисской эпохи, локализованные среди первично хорошо расслоенных терригенных и эффузивно-осадочных комплексов, изобилующих дисгармоничными тектоническими пластовыми дизъюнкциями;

2) вкрапленно-прожилковые «вторично-кварцитовые» медно-порфировые формации раннекаледонской и поздневарисской эпох;

3) скарновые и скарново-гидротермальные формации разных, особенно ранневарисской, металлогенических эпох.

4. *Свинцово-цинковые и свинцово-медно-цинковые* (полиметаллические) металлогенические формации Центрального Казахстана были расчленены на:

а) ранне- и позднекаледонские скарновые, скарново-гидротермальные, колчеданно-полиметаллические, баритово-полиметаллические формации;

б) ранне- и поздневарисские скарново-гидротермальные, гидротермальные прожилково-вкрапленные, баритово-кварцевые и свинцово-медно-цинковые формации среди первично хорошо расслоенных флишонд-

ных, эффузивно-осадочных и терригенных комплексов, изобилующих дисгармоничными и пластовыми дизъюнкциями.

Парагенетически, а вероятно и генетически, полиметаллические формации Центрального Казахстана весьма близки к медным.

Наиболее промышленно перспективными среди них на данной стадии их изученности оказались скарновые и гидротермальные металлогенические формации, приуроченные к первично хорошо расслоенным эффузивно-осадочным или флишидным, или терригенно-карбонатным комплексам пород, часто вблизи зон пересечения их глубокими региональными разломами, обычно в парагенетической связи с дайками или штоками малых интрузий средней основности гранитоидов.

5. *Редкометалльные* проявления в пределах Центрального Казахстана были расценены также на значительное количество отдельных металлогенических формаций.

Наиболее перспективными среди них на данной стадии их изученности оказались кварцево-жильные, грейзеновые, штокверковые и скарновые формации поздневарисской эпохи, а также «вторично-кварцитовые» вкрапленно-прожилковые формации раннекаледонской и поздневарисской эпох.

По промышленной значимости, в свете современных наших знаний о них, все проявления указанных выше металлогенических формаций в пределах Центрального Казахстана были расценены в материалах завершающих ныне металлогенических прогнозных карт на: а) крупные месторождения, б) промышленные месторождения, в) рудопроявления и заявки.

Комплексная и пометалльные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана, анализ их главных итогов

Все фактически установленные проявления указанных выше металлогенических формаций были, в соответствующих условных обозначениях, нанесены на геолого-структурную карту Центрального Казахстана, дополненную всеми перечисленными выше элементами «спецнагрузки». Это дало нам в итоге *Комплексную металлогеническую карту* Центрального Казахстана, являющуюся основной исходной геологической базой для составления пометалльных прогнозных карт.

Анализ этой Комплексной металлогенической карты Центрального Казахстана в сочетании с данными детального геологического изучения и обобщения специфических особенностей в геологии и металлогении всех выявленных здесь конкретных рудных полей и районов позволил установить те основные закономерности, которые действительно контролируют здесь условия проявления и размещения тех или иных промышленно перспективных металлогенических формаций.

Выяснилось, как и следовало ожидать, что эти основные рудоконтролирующие факторы в условиях разновозрастной и сложной металлогении Центрального Казахстана далеко не одинаковы для различных его металлогенических эпох.

Оказалось, что в ранних этапах геологического развития Центрального Казахстана в качестве основного структурного контроля в эндогенной его металлогении выступают элементы нормальной складчатой тектоники в геосинклинальных толщах осадков, а в качестве ведущих металлоносных интрузий выступают ультраосновные и основные комплексы магматических пород — от ультрабазитов до габбро и диоритов.

Но начиная уже со среднего палеозоя, в особенности с ранневарисской эпохи, в качестве основных рудоконтролирующих факторов высту-

пают уже разрывные структуры типа глубоких региональных разломов и связанных с ними различных сопряженных, координированных и оперенных зон дизъюнкций, а влияние нормальных пликативно-складчатых структур, хотя и сохраняет свое руководящее значение для отдельных локальных рудных полей, но приобретает все же уже второстепенное, чисто местное значение. Параллельно с этим и магматический контроль оруденения существенно перемещается из более основных комплексов в сторону интрузий с прогрессирующим повышением степени кислотности — от многофазных «гранодиоритовых» комплексов в ранневарисскую эпоху до ультракислых «аляскитовых» интрузий в конце поздневарисской металлогенической эпохи.

Как показывает анализ фактов, основные рудоконтролирующие региональные разломы Центрального Казахстана ориентированы при этом в следующих главных направлениях: субмеридиональном (уральском), субширотном (тяньшанском), северо-западном (алтайском) и северо-восточном. Они были заложены, по Н. Г. Кассину, в виде мобильных геосинклинальных зон еще в верхнем докембри. Неоднократно они подновлялись, или местами вновь создавались, уже потом, в течение ряда последующих этапов историко-геологического развития Центрального Казахстана.

«Металлогенность» в той или иной степени присуща всем этим, различным ориентированным зонам региональных разломов. Но максимальная степень концентрации медных, полиметаллических и редкометалльных эндогенных металлогенических формаций имеет место главным образом в узлах их взаимного пересечения или зонах сочленения этих глубоких региональных зон тектонических разломов. Примерами, подтверждающими объективность этого вывода, могут являться Джезказган, Карагайлы, В. Кайракты, Кеньказган-Шалгия и многие другие уникальные рудные поля Центрального Казахстана.

Что касается основных благоприятных для эндогенной металлогении особенностей рудовмещающей среды, то анализ и обобщение всего накопленного фактического материала по Центральному Казахстану показывают на решающую роль здесь в первую очередь — факторов резкой выраженности *анизотропии физико-механических свойств* и во вторую очередь — благоприятных особенностей в литохимических свойствах — рудовмещающих комплексов.

Наиболее благоприятными для восприятия и размещения руд при этом оказываются первично хорошо расслоенные толщи пород, а внутри них — граничные зоны раздела физически различных сред, слоистость, межформационные, внутриформационные, внутрипластовые зоны ослабления, по которым в моменты дорудной или междурудной тектоники охотнее всего развивались разного рода пластовые дизъюнкции типа надвигов, сдвигов, трещин, полостей отслаивания и др.

Убедительным подтверждением объективности этого положения является то, что все наиболее крупные месторождения, равно как и наибольшее количество мест проявлений меди и полиметаллов, особенно в ранне- и поздневарисскую металлогенические эпохи, оказываются приуроченными практически целиком только к следующим первично хорошо расслоенным комплексам пород в Центральном Казахстане: а) флишоподобные, осадочно-вулканогенные или слоистые карбонатно-кластические осадочные комплексы нижнего палеозоя (Карагайлы, В. Кайракты, Коктас-Женалы, Тесиктас, Ргайлы и многие другие месторождения), б) первично-расслоенные эффузивно-осадочные комплексы среднего и верхнего палеозоя (Алайгыр, Кузеу-Адыр, Акчагыл, Батыстау и многие другие месторождения), в) хорошо расслоенные карбонатно-кластические оса-

до
Усор,
тор
пр
качто
ся
ген
ро
ноЦе
ос
орурал
мо
бла
орузап
по
или
щи
вомзий
оча
в пних
руд
но
час
в р
на.ъ н
рот
кон
ухо
ной
щих
ните
зон
обы* выт
дай
вме
конт

2-18

дочные толщи среднего и верхнего палеозоя (Джесказган, Кеньказган, Успенское, Саяк, Кайракты и многие другие месторождения).

Следует подчеркнуть, что вопросы генетических взаимосвязей между оруденением и рудовмещающими породами или, как выражаются некоторые геологи, между «рудой и окружающей геологической средой», как правило, являются всегда глубоко интимными и более сложными, чем это кажется с первого взгляда.

Не говоря уже о таких исследователях, которые, например, считают, что все руды, расположенные среди осадочных пород, непременно являются также осадочными, даже более серьезные из исследователей-металлогенистов, как нам представляется, явно преувеличивают в этом вопросе роль химического состава рудовмещающих пород, оставляя в незаслуженном пренебрежении роль *физико-механических особенностей* последних.

Между тем, как показали итоги конкретного анализа металлогении Центрального Казахстана, *влияние именно этих физико-механических особенностей состава рудовмещающих пород* в локализации эндогенного оруденения является в сущности *наиболее важным и ведущим*.

Как показывают данные анализа конкретной металлогении Центрального Казахстана, глубоко метаморфизованные, или же большой мощности, но совершенно однородные породы, как правило, не являются благоприятными для локализации значительных масштабов эндогенного оруденения.

В подобных практически изотропных средах эндогенная минерализация обычно проявлена или в диффузно-рассеянном виде, лежащем по степени концентрации металлов ниже промышленного минимума, или же она размещена в одиночных, обычно малых по размерам, трещинах и линзах, заполненных тем или иным жильным и рудным веществом.

В ранее застывших внешних оболочках самих «материнских» интрузий рудоносные флюиды и гидротермы, поднимавшиеся из их глубоких очагов, мигрируют обычно по трещинам контракции или растяжения в них.

В более верхних зонах твердой оболочки этих гранитоидов, если в них имеются ясно выраженные поверхности первичного расслоения, рудоносные флюиды и гидротермы предпочтительно направляются именно по этим поверхностям их раздела, где часто и отлагают значительную часть своей полезной нагрузки. Это, например, имеет место в Акчатау и в ряде других редкометальных месторождений Центрального Казахстана.

В однородных по текстуре внешних оболочках интрузий, без наличия в них поверхностей первичного расслоения, рудоносные флюиды и гидротермы в значительной массе проходят вдоль крутопадающих трещин контракции, разрыва или скалывания, обычно еще далее вверх и нередко уходят во вмещающие данную интрузию породы. При этом часть полезной нагрузки их также оседает в полостях и в зальбандах крутопадающих трещин в теле самого интрузива, где происходят нередко процессы интенсивного выщелачивания и щелочного рудного метасоматоза, дающие зоны околосильной грейзенизации, иногда с богатым промышленным, обычно редкометальным оруденением.

В случаях, когда внешние контуры интрузии или куполовидны, или вытянуты, в виде узкого клина, в одном направлении, например в виде дайки, то в их апикальных частях, вблизи поверхностей контакта их с вмещающими породами, создается при застывании густая сеть трещин контракции и растяжения, которая еще более усиливается и ретуширует-

ся, если в сфере этих интрузий пройдут затем позднейшие тектонические подвижки.

В подобных структурах при прохождении через них металлоносных гидротерм создается благоприятная обстановка для формирования в них штокверковых месторождений тех или иных металлов.

Обстановка эта станет еще более благоприятной для рудоотложения в том случае, если вышележащие породы будут плотны и вязки и создадут экранирующие поверхности для задержания дальнейшего подъема гидротерм.

Таким именно путем, вероятно, сформированы практически все месторождения медно-порфировых руд в Центральном Казахстане, а также многие, нередко крупные, штокверковые месторождения вольфрама, молибдена и ряда других металлов.

Таким же, вероятно, путем формируются штокверковые месторождения и в сравнительно маломощных и хрупких породах кровли интрузий, особенно в условиях «сквозных» гранитоидных интрузий и при достаточной интенсивности темпов их подъема вверх, по узким тектонически ослабленным зонам.

Влияние специфики окружающей среды на локализацию и масштабы эндогенных металлогенических формаций наглядно сказывается также в условиях формирования скарновых и скарново-гидротермальных рудных полей.

Наблюдения показывают, что при прочих равных условиях процессы скарнирования бывают всегда приурочены именно к поверхностям раздела физически различных по структуре и составу вмещающих пород и интенсивно развиваются в первую очередь вдоль последних.

На Саякском кобальто-медно-магнетитовом месторождении, например, скарнированию и последующему гидротермальному рудному метасоматозу подвергаются всего лишь две пачки карбонатных пород мощностью в 8 и 20 м среди прорываемой сквозным Саякским гранодиоритом мощной, в несколько сот метров, складчатой толщи терригенных пород среднего карбона в районе месторождения. Особенно характерно при этом то, что процессы скарнирования и последующего гидротермального рудного метасоматоза даже в этих двух сравнительно маломощных пачках карбонатных осадков проявлены также не везде равномерно по всей их мощности. Наиболее интенсивно они проявлены здесь только вдоль кровли и подошвы этих пачек, т. е. приурочены опять-таки к резким поверхностям раздела двух сред, но более высокого порядка.

Такой же четкий структурный контроль процессов скарнирования и гидротермального рудного метасоматоза, но в более древних стратиграфических комплексах, ясно выражен в Карагайлы, Кызыл-Эспе, Акчагыле, Гулышаде и практически во всех известных ныне скарновых рудных формациях Центрального Казахстана.

На Аксоране более поздние, чем скарны, металлоносные гидротермы отложили полиметаллическую минерализацию также только в зоне раздела двух различных сред: более ранних скарнов и лежащих выше них метаморфизованных известняков.

На направляющее влияние для процессов миграции гидротерм и локализации продуктов их рудного метасоматоза, прежде всего структурных факторов (различной степени вязкости и хрупкости состава рудовмещающих пород, степени слоистости, склонности их к отслаиванию, к образованию различных дисгармоничных полостей, разного рода меж- и внутриформационных поверхностей и зон надвигов, сдвигов и пр.), указывается почти всеми исследователями, изучавшими конкретные особен-

ности строения многих скарповых или гидротермальных рудных полей Центрального Казахстана.

На фоне этого *главного благоприятного* для эндогенной металлогении специфического фактора, который непосредственно связан со степенью физической неоднородности среды и анизотропностью ее упругих и термодинамических свойств, уже на втором, более локальном, плане выступают специфически благоприятные факторы, связанные с особенностями химического состава вмещающих пород, содействующие в той или иной мере степени интенсивности процессов рудного метасоматоза.

Детальный анализ показывает, что все многочисленные эндогенные как скарповые, так и собственно гидротермальные металлогенические формации Центрального Казахстана, всегда бывают преимущественно приурочены именно к зонам тех или иных межформационных, внутриформационных или внутрипластовых разделов среди первично хорошо расслоенных комплексов пород.

Полости отслаивания, разного рода пластового типа дизъюнкции, неизбежно образующиеся в поверхностях разделов среди подобных физически разнородных комплексов при тектонических напряжениях, равно как и поверхности слонистости в них, являются теми именно каналами, которые в первую очередь используются для проникновения вдоль них восходящих гидротермальных рудоносных растворов, для их миграции и последующего образования из них самых различных по химико-минералогическому составу эндогенных, особенно медных и полиметаллических, металлогенических формаций в условиях Центрального Казахстана.

Поверхности раздела физически разнородных сред и генетически связанные с ними многочисленные послойные тектонические полости и разрывы контролируют при этом главные направления в миграции гидротермальных растворов, а затем выступают уже факторы специфических особенностей внутренней структуры, состава и литохимии самих рудовмещающих пород, благоприятствующие процессам осаждения в них полезной металлической нагрузки гидротермальных растворов, путем или заполнения первичных пор и пустот, или же путем различных обменных реакций рудного метасоматоза.

Только этим по существу и можно объяснять объективный факт тесной пространственной приуроченности всех наиболее крупных, частью уникальных, промышленных гидротермальных месторождений меди и свинца в Центральном Казахстане либо к хорошо первично-расслоенным эффузивно-осадочным комплексам среднего и верхнего палеозоя, либо к флишным образованиям нижнего палеозоя, либо к хорошо расслоенным карбонатно-кластическим осадочным комплексам среднего и верхнего палеозоя.

В качестве конкретных примеров, подтверждающих справедливость высказанного положения, можно привести Карагайлы, Успенское, Кайракты, Алайгыр, Джезказган, Саяк, Кеньказган, Батыстау и многие другие, а практически даже все известные ныне промышленно значимые скарново-гидротермальные и собственно гидротермальные месторождения меди и полиметаллов в пределах Центрального Казахстана.

Об этом же факте, между прочим, свидетельствуют конкретные примеры многих полиметаллических и медных месторождений также и в пределах Рудного Алтая, Средней Азии и других рудных регионов СССР и мира.

Такая преимущественная пространственная приуроченность многих промышленных эндогенных рудных месторождений только к первично хорошо расслоенным комплексам пород, с четко выраженными структурными поверхностями раздела между отдельными физически разнородными

ми членами в составе комплекса, где охотнее всего формируются всякого рода пластовые дизъюнкции, представляется нам одной из самых универсальных и общих специфических закономерностей в пространственном размещении эндогенных гидротермальных металлогенических формаций вообще. Учет этого главного фактора в пространственной локализации эндогенного оруденения является поэтому совершенно необходимым и обязательным при составлении металлогенических прогнозных карт не только для Центрального Казахстана, но, как нам представляется, и для всякого другого рудного региона.

Для Центрального Казахстана, в частности, наиболее благоприятными в отношении потенциальной рудоносности являются, как сказано выше, 1) флишондные комплексы нижнего палеозоя, 2) эффузивно-осадочный комплекс и грубо расслоенные пирокласты среднего и верхнего палеозоя, 3) хорошо расслоенные карбонатно-терригенные отложения верхнего девона, карбона и перми.

Разумеется при этом, что эндогенные металлогенические формации будут локализоваться в подобных «потенциально рудоносных» комплексах, конечно, не «всплошную» и не везде, а только лишь там, где параллельно будет иметь место сочетание также и других благоприятных для эндогенного металлогенеза геологических факторов, обусловленных уже специфическими особенностями тектоники и магматизма. Без наличия последних эти потенциально благоприятные для локализации эндогенных металлогенических формаций геологические среды будут оставаться по необходимости, конечно, бесплодными.

И только в тех сравнительно редких в природе случаях, где окажется наличие благоприятное сочетание всех трех основных и определяющих факторов для формирования эндогенного металлогенеза (факторов тектоники, магматизма и окружающей геологической среды), там только и будут иметься реальные шансы для образования уже на «кларковых», а действительно «промышленных» концентраций тех или иных металлов, создающих практически ценные эндогенные металлогенические формации.

Отсюда, между прочим, следует, что одинаково односторонни и метафизичны все те рудогенетические концепции, которые изолированно ставят в качестве решающего фактора — примата — в рудообразовании или одни лишь структурные факторы, или одни лишь факторы магматизма, или же одни лишь факторы окружающей геологической среды.

Все эти основные рудогенетические факторы, будучи взятыми изолированно, будут неизбежно приводить при попытках построения теории эндогенного металлогенеза только лишь к односторонним, логически умозрительным и практически бесплодным, по существу — к метафизическим схемам. И, наоборот, совместный учет роли и влияния всех этих трех основных рудоконтролирующих факторов в их неразрывном единстве и изменчивых во времени взаимосвязях только и будет обеспечивать действительно объективное, а стало быть и подлинно научное понимание и раскрытие всех тех действительных закономерностей, которые конкретно управляют ходом, обычно сложных и противоречивых процессов, эндогенного рудообразования в природе.

Отсюда следует, что все теоретические построения в области металлогении и прогнозов, которые претендуют на действительную объективность и научную полноценность своих выводов, должны базироваться только на примате обязательного диалектического единства указанных трех основных и аргументирующих геологических факторов в эндогенном металлогенезе, подтверждаемом многочисленными фактами наблюдений, т. е. отражающем наиболее близко реальное положение вещей в природе.

Основные специфические особенности, характерные для тех или иных самостоятельно выделенных металлогенических формаций в пределах Центрального Казахстана, были детально изучены и описаны на конкретных примерах тех именно месторождений или рудных полей, где наиболее ярко отражены типические черты данной металлогенической формации.

Такие типовые для тех или иных металлогенических формаций Центрального Казахстана отдельные месторождения или рудные поля в материалах комплексных металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана получили название «генотипных месторождений», или сокращенно — «генотипов».

Геологические и металлогенические особенности этих месторождений-генотипов были подробно описаны в специальных приложениях к металлогеническим прогнозным картам Центрального Казахстана, а именно — в тех их номенклатурных листах, где географически размещены эти месторождения-генотипы, и в разделе того из прогнозируемых металлов, который является ведущим в рудах этих «генотипных» месторождений.

В тех металлогенических формациях, где ведущими компонентами являются черные металлы, генотипы описываются в разделе черных металлов. Соответственно описаны они и для тех металлогенических формаций, где ведущими компонентами являются или медь, или полиметаллы, или редкие металлы.

Описания любых таких месторождений-генотипов поэтому легко могут быть найдены желающими ознакомиться с ними среди обширных материалов специальных текстовых приложений к законченным комплексным металлогеническим прогнозным картам Центрального Казахстана.

Что касается собственно экзогенных металлогенических формаций, то поля их возможного проявления были, конечно, непосредственно связаны с площадями распространения палеогеографически и фациально-литологически благоприятных полей развития тех стратиграфических комплексов, к которым генетически приурочены эти формации.

Для осадочных железных руд это были площади развития: а) верхнепротерозойских кремнисто-железистых геосинклинальных осадочно-метаморфогенных толщ, б) кремнисто-железистых толщ этрена, в) кремнисто-карбонатно-железистых толщ верхнего мела и палеогена, в особенности в пределах мезо-кайнозойских комплексов, обрамляющих Центральный Казахстан с запада, севера и востока.

Для осадочных марганцевых руд это были площади развития: а) геосинклинальных яшмокарбонатных толщ нижнего кембрия, б) нижнего силура, в) стратиграфические контакты осадков верхнего девона с подстилающими их комплексами, г) кремнисто-железистые осадки этрена, д) терригенные и карбонатные осадки турне, е) глауконитовые осадки палеогена.

Для осадочных медных руд это были площади развития красноцветных толщ: а) верхнего девона, б) карбона и в) перми.

Для формации, возможно, осадочных свинцовых руд это были площади развития: а) кремнисто-углистых толщ нижнего кембрия и б) карбонатно-углистых пород фамена и этрена.

Для формации углей это были площади развития сероцветных континентальных толщ: а) верхнего девона, б) визе и намюра, в) перми, г) нижней юры, д) верхнего палеогена.

Благоприятными структурами для всех их были площади развития синклинальных прогибов или зон тектонических депрессий.

Оконтурирование на Комплексной металлогенической карте Централь-

ного Казахстана площадей наиболее благоприятного сочетания основных рудообразующих, рудопроводящих и рудолокализирующих факторов, связанных со спецификой магматизма, тектоники и рудовмещающей среды, для концентраций промышленно перспективных металлогенических формаций тех или иных металлов, позволило составить уже пометальные систематизированные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана в отдельности на 1) черные металлы (железо и марганец), 2) медь, 3) полиметаллы (свинец, цинк, медь), 4) молибден, вольфрам и олово.

В составленных таким образом пометальных металлогенических прогнозных картах Центрального Казахстана были выделены и оконтурированы по степени промышленной перспективности следующие три категории площадей:

а) площади, явно промышленные, требующие производства первоочередных детальных и комплексных геологопоисковых работ;

б) площади с благоприятными геологическими признаками для выявления промышленного оруденения, требующие производства планомерных детальных и комплексных геологопоисковых работ;

в) площади со слабыми и неясными промышленными признаками, требующие производства планомерной государственной геологической съемки.

Необходимо пояснить при этом то конкретное содержание, которое вкладывается нами в понятие *«детальные и комплексные геологопоисковые работы»*.

Здесь нами конкретно имеется в виду проведение в жизнь следующего *обязательного и органически единого комплекса геологических работ*

а) собственно детальная геологическая съемка, в первую очередь, методом прослеживания *по простиранию* состава, условий залегания, мощности и фациальных переходов основных маркирующих, или рудоносных горизонтов и зон;

б) обязательное и комплексное применение при геологопоисковых работах основных методов геофизики: металлотрии, точной магнитометрии, гравиметрии, ВЭЗ, в первую очередь на закрытых и перспективных на нахождение погребенных руд площадях; при этом обязательно необходимо систематическое лабораторное определение количественного значения всех измеряемых геофизических констант во всех разновидностях исследуемых комплексов руд и пород, слагающих район развития тех или иных рудных полей;

в) крупномасштабная геологическая съемка в пределах всех указанных на данном прогнозном контуре рудных месторождений и зон с проходкой необходимого количества канав, шурфов, колонкового бурения и других работ для разведки уже установленных здесь рудных полей;

г) детальное стратиграфо-литологическое и геохимическое изучение состава и разреза всех имеющихся осадочных пород, состава, структуры, жильных дифференциатов, акцессориев, геохимии, по возможности возраста всех имеющихся гранитоидов и других магматогенных образований;

д) планомерное и последовательное расширение фронта всех предварительных и детальных геологоразведочных работ в контурах данной прогнозной площади с учетом уже вновь получаемых диспозитивных поисковых данных в результате выполненных здесь геологоразведочных работ;

е) обязательная и всесторонняя *комплексность* в поисках и съемках: необходимо выявлять и оценивать *промышленное значение всех полез-*

ных ископаемых, имеющихся в пределах данной прогнозной площади, включая водные ресурсы и стройматериалы;

ж) оснащенность геологопоисковых работ на месте химико-аналитическими, полярографическими, спектральными, люминисцентными и другими лабораториями; тесная научная связь с Институтом геологических наук АН КазССР или с другими научно-исследовательскими геологическими организациями.

Контуры указанных выше трех категорий перспективных площадей построены во всех пометальных металлогенических прогнозных картах Центрального Казахстана по-планшетно, то есть в рамках каждой из 15 трапеций номенклатурных листов систематизированной Комплексной металлогенической карты Центрального Казахстана. Нумерация отдельных контуров, выделенных в качестве первой очереди прогнозных площадей, показывает рекомендуемую их порядковую последовательность для опискования.

Полный комплект металлогенических прогнозных карт включает в себя следующие геологические материалы, составленные отдельно для каждой из 15 трапеций номенклатурных листов систематизированных карт Центрального Казахстана: 1) описание основных черт геологии и металлогении площади данного листа, 2) описание основных месторождений-генотипов всех имеющихся здесь металлогенических формаций, 3) сжатое описание всех месторождений и рудопроявлений в пределах листа, 4) единый и систематизированный кадастр их, 5) авторский список (список первоисточников), откуда можно черпать более полные геологические данные, 6) карту геологической изученности данного листа, 7) карту совмещения шлиховой и геофизической изученности, а также спецнагрузок в пределах данного листа, 8) геолого-структурную карту данного листа, 9) карту совмещения полезных ископаемых в пределах листа с геологическими структурами и вулканизмом, 10) комплексную металлогеническую карту листа, 11) палеогеографические карты: а) франского, б) фаменского отложений, в) этрена и г) верхнего палеозоя (где это было необходимо для прогнозных целей) в пределах данного листа, 12) контуры различной очередности перспективных прогнозных площадей в пределах листа в отдельности а) на железные и марганцевые руды, б) на медные руды, в) на свинцовые (полуметаллические) руды, г) на редкометалльные (вольфрамовые, молибденовые и оловянные) руды, д) контуры совмещения всех перспективных (прогнозных) площадей на все перечисленные выше металлы в пределах данного листа.

Такой комплект материалов, представляемый в отдельности для каждого номенклатурного листа систематизированной металлогенической прогнозной карты Центрального Казахстана, полностью соответствует, с нашей точки зрения, задачам *наиболее скорого и эффективного практического использования данных этих металлогенических прогнозных карт для поисков и разведок*. В таком именно объеме весь комплект материалов металлогенических прогнозных карт для всех 15 листов Центрального Казахстана был завершен в рабочих макетах и одобрен в январе 1954 г. Межведомственным редакционным советом Карты, а в начале июля 1954 г. был рассмотрен и единодушно одобрен Республиканской геологической конференцией в городе Алма-Ате.

Некоторые основные результаты и выводы о металлогении Центрального Казахстана

Основные результаты выполненных систематизированных металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана могут быть в кратких чертах представлены в следующем виде.

В результате выполненных работ выявлены в пределах Центрального Казахстана следующие благоприятные площади в отношении поисков и выявления руд отдельных металлов:

Благоприятные площади	Площади первой очереди		Площади второй очереди		Всего	
	кв. км	%	кв. км	%	кв. км	%
На железные и марганцевые руды	4400	0,5	16000	2,2	23400	2,7
На медные руды	49400	6,8	169000	23,4	218400	30,2
На свинцовые (полиметаллические) руды	49600	6,8	134700	20,1	181300	26,9
На руды редких металлов	86000	10,7	260000	32,5	346300	43,2

Из карты совмещения контуров прогнозных площадей, составленных в отдельности на каждый из вышеуказанных металлов, видно, что на значительной части территории Центрального Казахстана эти контуры практически совпадают между собой, выявляя районы со сложной многокомпонентной металлогенией.

Размеры указанных выше перспективных для поисков прогнозных площадей ярко и убедительно подчеркивают *степень высокой потенциальности недр Центрального Казахстана для открытия здесь в дальнейшем новых крупных промышленных концентраций руд черных, цветных и редких металлов.*

Некоторые основные и объективные закономерности в проявлениях и историко-геологическом развитии богатой и сложной металлогении Центрального Казахстана в рамках шести выделенных здесь основных металлогенических эпох в свете анализа итогов выполненных комплексных металлогенических прогнозных карт представляются кратко в следующем виде:

1. *Медь* является главным и сквозным металлом, проявляемым в значительных концентрациях в течение всех шести металлогенических эпох в пределах Центрального Казахстана.

Около половины всех установленных к настоящему времени в Центральном Казахстане месторождений и рудопроявлений различных металлов, как было сказано, приходится на долю меди.

В качестве постоянного элемента — спутника — медь присутствует, кроме того, практически во всех эндогенных металлогенических формациях, установленных в Центральном Казахстане.

Уже в настоящей, еще далеко не полной, стадии геологической изученности Центральный Казахстан, как известно, включает в себе около половины всех учтенных запасов меди в СССР.

Эти объективные данные по праву делают Центральный Казахстан одной из уникальных медных провинций мира и главной решающей медной провинцией в СССР.

Крупнейшие концентрации меди в Центральном Казахстане возникли, однако, только лишь в течение двух металлогенических эпох: раннекаледонской и поздневарисской, когда сформировались все наиболее мощные, местами даже уникальные, эндогенные медные формации в его пределах.

В первой из этих эпох медь связана с более основной интрузивной:

ветвью мощной нижнекембрийской спилито-кератофировой формации, образовавшейся в условиях подвижной геосинклинальной зоны.

Во второй металлогенической эпохе медь, наоборот, связана с гранитоидами, контролируемыми молодыми, верхневарисскими подвижными зонами глубоких тектонических разломов, заложенных в платформе жестких и консолидированных каледонид.

2. Железо представляет второй основной и сквозной металл, проявленный также во всех металлогенических эпохах Центрального Казахстана.

Наиболее мощные концентрации железа приурочены, однако, также всего к двум металлогеническим эпохам: допалеозойской и ранневарисской, представляя в первом случае первично-осадочную, позднее — метаморфизованную формацию железных руд, а во втором случае, вероятно, гидротермально-метаморфогенные образования.

Потенциально огромные, но пока недостаточно изученные концентрации железных руд, несомненно, имеют место и в эндогенных скарново-го типа формациях Центрального Казахстана, связанных с позднекаледонской и варисскими металлогеническими эпохами.

3. Марганец в крупных концентрациях проявлен также в пределах лишь двух металлогенических эпох: ранневарисской и поздневарисской. В первой он, в парагенезисе с железом, приурочен, вероятно, к гидротермально-метаморфогенной формации в составе пород этрена, а во второй представляет типичные гидротермальные образования, связанные с зонами региональных тектонических разломов.

В раннекаледонскую и позднекаледонскую эпохи установлено по одной экзогенной формации силикатно-окисных марганцевых руд, связанных с геосинклинальными кварцитовыми и яшмовидными образованиями, представленными иногда в своих верхних горизонтах зонами богатых марганцевых шпал. Промышленная перспективность этих формаций пока не ясна.

4. Никель и хром генетически связаны лишь с одной допалеозойской металлогенической эпохой. Приурочены они к одной постмагматической медно-никелевой формации с пентландитом, халькопиритом и пирротинном, связанной с гипербазитами верхнепротерозойского возраста.

5. Золото наиболее ярко проявлено только в пределах ранне- и позднекаледонской металлогенических эпох. В допалеозойскую и ранневарисскую эпохи оно проявляется лишь спорадически, а в поздневарисскую металлогеническую эпоху — практически отсутствует совершенно. Поэтому каледонскую эпоху в целом можно по праву называть «золотым» веком в металлогении Центрального Казахстана.

Золото связано почти всегда или с малыми интрузиями гранитоидов в составе спилито-кератофировой формации или с характерным «крыкудукским комплексом» основных гранитоидов. Чаще всего золото проявлено при этом в зонах контакта указанных гранитоидов с вулканогенно-осадочными комплексами пород нижнепалеозойского возраста.

6. Свинец и цинк в небольших концентрациях проявляются начиная с ранне- и позднекаледонской металлогенических эпох. Развиваясь далее, они достигают значительных промышленных концентраций в ранневарисскую эпоху. Здесь они, в основном, связаны со скарновыми зонами, обычно средней основности гранитоидов, в контакте их с карбонатными или вулканогенными комплексами.

Наиболее мощного проявления свинец и цинк, как и медь, достигают, однако, только в верхневарисскую металлогеническую эпоху. Здесь формации их так же, как и меди, приурочены всегда к зонам крупных регио-

нальных тектонических разломов глубокого заложения, контролирующих также и локализацию «материнских» для них интрузий гранитондов.

7. *Редкие металлы и олово* сравнительно скромно, обычно в виде элементов-спутников, проявлены во всех более древних металлогенических эпохах.

В Бошекульской вторично-кварцовой меднорудной формации нижнекембрийского возраста при невысоком в среднем процентном содержании редких металлов в рудах валовое содержание их является уже весьма крупным.

Заметный скачок в нарастании степени концентрации редких металлов начинается только с ранневарисской металлогенической эпохи. Здесь они, в основном, локализуются в скарновых формациях.

Крупного, а местами уникального, значения проявления редких металлов достигают так же, как для меди и полиметаллов, только в поздневарисскую металлогеническую эпоху.

Пространственно и генетически наиболее крупные концентрации редких металлов в рассматриваемую поздневарисскую металлогеническую эпоху почти всегда непосредственно связаны с характерными ультракислыми («пермскими») гранитондами типа аляскистов, обогащенными щелочами и летучими. Интрузии этих гранитондов в свою очередь также контролируются положениями зон глубоких региональных тектонических разломов.

Нужно подчеркнуть, что анализ специфических особенностей всех выявленных многочисленных конкретных проявлений сложной и многокомпонентной металлогении Центрального Казахстана не подтверждает наличия в них проявлений какой-либо стройной и универсальной температурной зональности в пространственном размещении в них тех или иных полезных компонентов.

На редкометальном месторождении В. Кайракты до глубины свыше 600 м, освещенной разведочными выработками, состав и характер оруденения не имеют никаких заметных изменений с глубиной. На месторождениях Акчатау, В. Коунрад и многих других некоторая вертикальная зональность по составу тех или иных полезных компонентов, как показывают данные разведочных и эксплуатационных выработок, не имеет ничего общего с явлениями «нормальной» температурной зональности, поскольку на глубине здесь повторяются по существу те же «ритмы» в расположении полезных компонентов, что и близ поверхности. Состав отдельных «ритмов» здесь явно зависит от изменений состава отдельных новых импульсов в выделении металлоносных гидротерм из материнского магматического очага, в общем прерывисто-непрерывном ходе процессов рудоотложения в пределах данного месторождения.

Такая же картина имеет место и в отношении вертикальной зональности в отложениях меди и свинца в свинцово-медных и полиметаллических эндогенных месторождениях Центрального Казахстана.

В крупнейшем в Центральном Казахстане Карагайлинском полиметаллическом месторождении до глубины 200 м имеются свинцово-цинковые руды с баритом, а ниже 200 м начинает уже появляться медное оруденение с кварцем. Медное же оруденение в парагенезисе с кварцем и баритом проявлено также в месторождениях Атабай, Адель и других, расположенных в ближайшем соседстве с Карагайлинским месторождением.

В крупнейшем не только в Центральном Казахстане, но и в СССР Джезказганском медном месторождении, наоборот, до глубины 200 м проявлены в основном медные руды, в то время как ниже 200 м здесь заметное участие в составе руд принимает уже свинец. Жильным

минералом во всех горизонтах этого месторождения является кальцит при подчиненной роли кварца, а в верхних горизонтах — и барита.

Вертикальная зональность в указанных двух крупнейших месторождениях Центрального Казахстана, как видно, несомненна и притом взаимно противоположна: в одном (Карагайлы) свинец расположен наверху, а медь — внизу, а в другом (Джезказган), наоборот, медь располагается наверху, а свинец — внизу. В обоих случаях она, вероятно, отображает не температурную зональность продуктов отложения из единого рудного раствора, а явления наложения продуктов новых, уже несколько измененных по составу гидротерм на более ранние выделения.

Глубокие магматические очаги, которые питали все эти отдельные металлоносные «импульсы» в каждом из этих месторождений, вероятно, были при этом едиными, но изменявшими со временем состав выделяемых ими летучих подвижных металлоносных флюидов и гидротерм.

Анализ конкретной эндогенной металлогении Центрального Казахстана, в особенности его поздневарисской металлогенической эпохи, указывает на общую высокую степень дифференцированности минералогеохимического состава его отдельных металлогенических формаций.

В пределах единой, потенциально благоприятной для эндогенного металлогенеза, структурной площади или зоны здесь нередко рядом располагаются месторождения с различным, но часто с практически мономинеральным составом своих руд. Например, в пределах структурно единой Успенско-Карагайлинской региональной разрывной зоны в непосредственной близости друг от друга часто располагаются практически монометалльные месторождения меди, свинца, цинка, марганца, сурьмы. Это же явление характерно по существу для всех крупных потенциально металлогенных структурных зон в пределах Центрального Казахстана, краткая специфика которых была изложена выше.

На крупном полиметаллическом Аксоранском месторождении подобная дифференциация металлоносных растворов приводит к тому, что, по данным Б. К. Кораблева, в пределах одного и того же рудного поля вдоль одной из дорудных тектонических зон отложены практически монометалльные свинцовые руды, в то время как рядом, вдоль другой тектонической зоны, отложены практически монометалльные цинковые руды.

Явления совершенной первичной дифференциации состава металлоносных растворов на Аксоране наиболее естественно можно объяснять различным составом именно отдельных «импульсов» гидротерм и влиянием имевших здесь место интраминерализационных тектонических подвижек, изменявших пути подъема и циркуляции последующих «импульсов» металлоносных гидротерм. Примеров подобной ясной дифференцированности состава металлогенических формаций поздневарисской эпохи в условиях Центрального Казахстана можно было бы перечислить очень много.

Часто наблюдаемая тесная пространственная близость проявлений тех или иных металлогенических формаций в Центральном Казахстане с выходами различных малых интрузий гранит-порфиров, сиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и др. является в действительности указателем парагенетической, а не генетической связи между ними. Подобные малые интрузии гранитоидов, имея общие корни с глубокими металлоносными «материнскими» магматическими очагами, в действительности только «направляют» и «трассируют» пути подъема и миграции генетически независимых, но парагенетически связанных с ними металлоносных флюидов и гидротерм.

Скарновые и скарново-гидротермальные металлогенические формации в пределах Центрального Казахстана также в общем указывают на

изменение состава металлоносных флюидов и гидротерм со временем и на связанную с этим дифференциацию их вещественного состава в пределах скарноворудных полей.

В скарновых и скарново-гидротермальных формациях варисских этапов металлогенеза Центрального Казахстана Л. А. Мирошниченко выделяет по времени формирования следующую последовательность рудообразующих комплексов: 1) железорудные, 2) редкометальные ранних стадий, 3) меднорудные, 4) полиметаллические и 5) редкометальные поздних стадий.

В пределах отдельных скарноворудных полей все эти рудообразующие комплексы проявлены в полном виде, конечно, крайне редко. Наиболее часты случаи совместного проявления лишь двух или трех из них, при этом они сами также обычно являются достаточно разбросанными в пространстве друг от друга.

В условиях Центрального Казахстана, по имеющимся фактическим данным, наиболее важными по степени промышленной перспективности среди скарново-гидротермальных формаций являются медные, затем формации полиметаллических руд, при сравнительно скромных пока проявлениях формации железных и редкометальных руд.

Многочисленную и потенциально высоко перспективную группу представляют в Центральном Казахстане массивы так называемых «вторичных кварцитов». Известно, что здесь насчитывается в общей сложности более 200 мест проявлений этих крайне своеобразных пород.

Нужно отметить, что, несмотря на обширность уже выполненных исследований в отношении изучения геологии и металлогении этих вторичных кварцитов, многие, подчас основные, вопросы в их промышленной оценке остаются до сих пор все еще неясными.

Несмотря на то, что с вторичными кварцитами в Центральном Казахстане связано такое крупнейшее месторождение меди, как Коунрад, до сих пор еще практически отсутствуют какие-либо объективно обоснованные поисковые критерии для нахождения среди громадного количества известных здесь отдельных массивов вторичных кварцитов таких именно их разновидностей, которые можно было бы считать потенциально благоприятными для промышленных концентраций в них тех или иных металлов, в первую очередь меди, полиметаллов и редких металлов.

Все же имеются некоторые основания для того, чтобы полагать, что среди вторичных кварцитов Центрального Казахстана наиболее благоприятными для поисков промышленного оруденения цветных и редких металлов окажутся только те их разновидности, которые относятся по генезису к апонитрузивным образованиям.

Высказывавшиеся некоторыми геологами предположения о нахождении среди вторичных кварцитов в Центральном Казахстане потенциально рудоносных «жерловых» фаций не подтверждаются пока какими-либо достоверными фактами.

В полях апонитрузивных вторичных кварцитов в общем случае могут существовать следующие три минералого-геохимические зоны:

1) внешняя и наибольшая по объему и площади кварцево-серпичитовая зона, как правило, непромышленная ни в отношении меди, ни в отношении других цветных и редких металлов;

2) промежуточная и обычно значительно меньшая по площади и объему зона слабой пиритизации, также непромышленная в отношении цветных и редких металлов;

3) внутренняя и несравнимо меньшая по площади и объему относительно двух первых внешних зон зона вкрапленно-прожилковой минерализации с медистым пиритом, медными сульфидами и другими полез-

ными металлическими компонентами, которая, вероятно, проявлена далеко не во всех массивах даже и апонитризованных вторичных кварцитов.

Ближайшее более комплексное и детальное изучение проблемы металлогении вторичных кварцитов и разработка обоснованных поисковых критериев на их потенциально металлоносные разности являются поэтому одной из неотложных задач, стоящих перед коллективом геологов Центрального Казахстана.

Важнейшим генетическим типом эндогенной медной и свинцово-медной металлогении Центрального Казахстана является гидротермальная формация поздневарисской металлогенической эпохи, приуроченная к тектонически осложненным зонам, в составе первично хорошо расслоенных осадочных пород типа «медистых песчаников».

Ярким представителем этого генетического типа в Центральном Казахстане является Джезказган, где свинцово-медные руды приурочены к пластовым зонам дизъюнкции и их ореолам в составе хорошо расслоенной Джезказганской свиты верхнепалеозойского возраста.

Сюда же относятся месторождения Успенское, Кеньказган и другие, приуроченные к породам среднепалеозойского возраста, Ргайлы, Тесиктас, Женалы, приуроченные к породам нижнепалеозойского возраста, и многие другие.

Яркими специфическими особенностями гидротермальных медных месторождений этого генетического типа являются следующие признаки:

а) резкая эпигенетичность оруденения к рудовмещающим осадочным породам;

б) ясная контролируемость оруденения факторами тектоники рудного поля и района; этот контроль бывает здесь обычно настолько ясен и несомненен, что уверенно кладется в основу планирования геологопоисковых и геологоразведочных работ на этих месторождениях и неизменно подтверждается высоко эффективными практическими результатами их;

в) состав, структура и парагенезис рудных и жильных минералов в них, в частности структуры несомненно высокотемпературных распадов в рудных минералах, как правило, весьма близки, даже в деталях, к таковым же в несомненно эндогенных гидротермальных медных месторождениях; при этом рудовмещающие породы в них, как правило, всегда являются практически совершенно неметаморфизованными, если не считать сугубо локальных процессов околорудного гидротермального метаморфизма;

г) высокая степень промышленной благонадежности, часто подлинная уникальность масштаба оруденения, как на то указывает отечественный и мировой опыт их геологического изучения (Джезказган, С. Родезия).

Указанные месторождения никоим образом нельзя смешивать, как это делают сейчас некоторые сторонники так называемого «формационного» метода, с нормально осадочными месторождениями медистых песчаников Атбасар-Терсакканского, Чидертинского районов Центрального Казахстана, как и ряда других районов СССР и мира, в которых полностью отсутствуют приведенные выше специфические черты металлогенеза, столь характерные для Джезказгана и других подобных ему гидротермальных месторождений.

Резко расходясь в основных специфических особенностях своей геологии и металлогении с Джезказганом, эти нормально-осадочные проявления меди в Центральном Казахстане имеют прямое генетическое сходство с хорошо изученными медистыми песчаниками Западного Приуралья, Донбасса и ряда других районов распространения типично осадочных рудопроявлений меди в СССР, где ни в одном случае не ус-

таповлено среди них каких-либо практически значимых скоплений меди. В Центральном Казахстане они также не имеют пока никаких сколько-нибудь обоснованных промышленных перспектив.

К числу общих основных специфических особенностей эндогенной металлогении Центрального Казахстана в наиболее важные ранне- и поздневарисские металлогенические эпохи следует отнести далее явно сниженную роль в ней серы и железа и практически полное отсутствие золота при несравненно большей роли цветных и редких металлов. Этим, в частности, можно объяснить крайне подчиненное значение проявлений типичных колчеданных металлогенических формаций в составе указанных двух важнейших для Центрального Казахстана металлогенических эпох.

Все перечисленные выше основные специфические черты эндогенной металлогении Центрального Казахстана, вероятно, являются закономерным выражением металлогении таких «центрально-казахстанского» типа жестких и хрупких платформ, где под панцирем хорошо консолидированной покровной, т. е. в условиях высокой теплопроводности среды, происходили процессы длительной и сравнительно полной дифференциации состава имевшихся здесь глубоких магматических очагов, когда крайне литофильные ультракислые продукты их дифференциации, равно как и подвижные и летучие флюиды и гидротермы в них, имели возможность просачивания и подъема вверх только вдоль существовавших здесь протяженных глубоких расколов фундамента, игравших роль своеобразных гигантских вакуумов и отдушин.

Схема развития разновозрастной и многокомпонентной металлогении Центрального Казахстана в разрезе выделенных в нем шести отдельных металлогенических эпох, в том виде, какой она представлялась в процессе предварительного обобщения итогов металлогенических прогнозных карт, была опубликована нами в 1953 г.

В процессе окончательного завершения указанных карт ранее намечавшаяся нами схема развития металлогении Центрального Казахстана претерпела некоторую корректировку. В основном эта корректировка выразилась в сокращении числа отдельных металлогенических формаций, в первую очередь ее эндогенной группы, так как оказалось возможным объединить некоторые из них вместе с выделением отдельных «типов» или «фаций» внутри самостоятельных металлогенических формаций.

Схема развития металлогении Центрального Казахстана в том виде, в каком она представляется нам теперь в свете анализа окончательных итогов ныне завершенных комплексных металлогенических прогнозных карт этого региона, может быть представлена сжато в виде таблицы, приведенной на стр. 31.

В этой таблице, являющейся сводным итогом всей проделанной огромной работы по детальному анализу и обобщению всей сложной металлогении Центрального Казахстана, несомненно, отражены некоторые основные и действительно объективные закономерности в становлении и историко-геологическом развитии всей многоэтапной и многокомпонентной металлогении Центрального Казахстана — от допалеозоя до современной эпохи.

Интересные результаты дает сравнение указанных выше основных специфических особенностей металлогении Центрального Казахстана с металлогенией его ближайших соседей.

Как известно, Центральный Казахстан расположен между тремя такими уникальными по богатству недр рудными регионами СССР, как Урал, Рудный Алтай и республики Средней Азии. Эти три важнейшие соседние рудные регионы Центрального Казахстана, как показывают

О металлогенических прогнозных картах Центрального Казахстана

31

Металлогенические эпохи	Число металлогенических формаций			Металлогеническая характеристика эпохи по полезным ископаемым, имеющим		
	эндогенных	экзогенных	всего	ведущее значение	подчиненное значение	сопутствующее значение
Допалеозойская	3	1	4	Железо, никель	Золото, редкие металлы, асбест	Кобальт, хром, платиноиды
Раннекаледонская (кембрий — ордовик)	5	3	8	Медь, золото, колчедан, барит, фосфорит	Ванадий, железо, марганец, бор	Свинец, цинк, олово, редкие металлы
Позднекаледонская (готландий — нижний девон)	5	1	6	Золото	Медь, железо, марганец, редкие металлы	Свинец, цинк, олово, мышьяк, сурьма, кобальт
Ранневарисская (средний девон — средний карбон)	5	3	8	Железо, марганец, угли, высококремнистое сырье (корунд, диаспор и огнеупоры)	Медь, свинец, цинк, барит	Кобальт, золото, мышьяк, висмут, редкие металлы
Поздневарисская (верхний карбон — пермь)	9	3	12	Медь, свинец, цинк, редкие металлы, марганец, барит	Железо, олово, сурьма, угли, сульфаты	Ртуть, мышьяк, бор, фтор, висмут
Всего	27	11	38			
Киммеро-альпийская (мезозой — кайнозой)	—	12	12	Бокситы, угли, лигниты, никель (кора выветривания), медь (зона вторичного обогащения), титан (россыпи)	Железо, колчедан, марганец, олово, золото, редкие металлы (россыпи), сульфаты, соли	Фосфор, кобальт, платиноиды (россыпи)
Итого	27	23	50			

объективные факты наблюдений, имеют значительные различия от Центрального Казахстана в ряде основных и специфических черт своей металлогении.

На Урале, например, эндогенная металлогения обрывается, по имеющимся данным, на ранневарисской металлогенической эпохе, наиболее мощно представленной при этом крупнейшими, местами уникальными, (Кустанайский узел) месторождениями контактово-метасоматических железных руд. Поздневарисская металлогения в тех видах и масштабах, которые определяют по существу подлинно уникальное промышленное лицо Центрального Казахстана, практически полностью отсутствует на Урале.

С другой стороны, на востоке от Чингизской мегаантиклинальной зоны, в пределах Рудного Алтая, допалеозойская и каледонская металлогения, по имеющимся данным, проявлена крайне слабо, а варисская металлогения по своей специфике значительно отлична от Центрального Казахстана. Здесь, во-первых, практически полностью отсутствуют скарновые, скарново-гидротермальные и вторично-кварцитовые металлогенические формации, столь характерные для варисской металлогении Центрального Казахстана. Значительно снижена в металлогении Рудного Алтая роль меди и железа при параллельном и резком увеличении значения цинка, свинца, благородных и ряда рассеянных металлов.

В республиках Средней Азии слабо проявлена допалеозойская и каледонская металлогения, а варисская металлогения также значительно отлична от Центрального Казахстана. Ярким выражением этого является, например, то, что из более чем 70 скарноворудных полей, изученных в республиках Средней Азии и богатых полиметаллами и редкими металлами, нет ни одного рудного поля, которое содержало бы медь даже в качестве промышленной примеси в рудах, тогда как в Центральном Казахстане, наоборот, из более чем 100 изученных скарноворудных полей более половины содержат в качестве основного промышленного компонента медь. И здесь, как и в Рудном Алтае, в варисских металлогенических формациях крайне снижена роль меди и железа при параллельном и резко повышении роли полиметаллов, редких металлов, фтора, сурьмы и ртути.

На основании указанных данных можно заключить, что Тургайская депрессия на западе, Зайсан-Чар-Иртышская депрессия на востоке и Чу-Балхаш-Алакульская депрессия на юге не только географически, но и глубоко структурно как бы очерчивают ареалы качественно специфической богатой и многофазной металлогении Центрального Казахстана от металлогении его ближайших соседей, что, вероятно, находится в первую очередь в зависимости от специфики состава и эволюции его подкоровых глубоких магматических металлоносных очагов. Вместе с тем становятся обоснованными и практически интересными поиски возможных аналогов поздневарисских металлогенических формаций Центрального Казахстана в пределах Урала, равно как и поиски возможных аналогов более древних металлогенических формаций Центрального Казахстана — в пределах Рудного Алтая и республик Средней Азии.

Нужно подчеркнуть, что в процессе составления ныне законченных первых макетов прогнозных металлогенических карт Центрального Казахстана мы, естественно, столкнулись с множеством еще неясных вопросов в его сложной геологии и металлогении. Это отображает, конечно, все еще очень слабую степень общей геологической изученности Центрального Казахстана. Предстоящие в ближайшем времени широкие и планомерные работы по производству государственной геологической съемки Центрального Казахстана, несомненно, внесут должную ясность в решение многих из этих пока неясных вопросов.

Физический объем выполненных работ и дальнейшие задачи по планомерному изучению металлогении Центрального Казахстана

В заключение приведем несколько цифр, характеризующих физический объем всей проделанной работы по составлению металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана.

1. Составлено разного рода специальных карт в переводе на стандартный размер трапеции листа международной разграфки более 280 листов.

2. Завершено описание геологического строения и металлогении Центрального Казахстана в пределах 15 отдельных его листов; описаны особенности всех крупных месторождений-генотипов, обосновывающих выделение отдельных металлогенических формаций; описаны все установленные ныне месторождения и рудопроявления в Центральном Казахстане, составлены их кадастры; составлены тексты пояснительных записок к разного рода специальным картам металлогении и прогнозов на руды железа, марганца, меди, полиметаллов, молибдена, вольфрама и олова в пределах всего Центрального Казахстана. Составлены, кроме того, специальные текстовые материалы для закон-

ченных за этот же период времени прогнозных карт на минеральные строительные материалы в пределах Джезказганского и Балхашского промышленных узлов Центрального Казахстана.

Объем всех перечисленных выше текстовых геологических материалов в законченном и подготовленном для печати виде составил:

а) по металлогеническим формациям и месторождениям	
руд железа и марганца в объеме	289 стр. машинописи
б) " " меди " "	3307 стр. "
в) " " свинца и полиметаллов " "	1292 стр. "
г) " " молибдена, вольфрама и олова " "	1553 стр. "
д) по минеральным строительным материалам в районе Джезказганского и Балхашского промышленных узлов в объеме	319 стр. "
е) по общим геолого-металлогеническим материалам для всего Центрального Казахстана в объеме	1177 стр. "

Всего 7937 стр. машинописи
или 330 печ. листов.

Из общего объема работ 70 листов карт и свыше 1000 страниц текста, заключающего сводный кадастр месторождений и краткие пояснительные геологические записки к геолого-структурной и комплексной металлогенической картам Центрального Казахстана, приняты Министерством геологии и охраны недр СССР для опубликования. Они находятся на Картфабрике Министерства геологии и охраны недр СССР в Ленинграде, откуда выйдут из печати во втором полугодии 1955 г. Остальной обширный материал, касающийся содержания отдельных специальных карт, или карт прогнозов на отдельные металлы в пределах Центрального Казахстана, должен быть включен в план издания по линии Академии наук КазССР.

Учитывая актуальное научно-практическое значение металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана, как для геологов-производственников, так и для научно-исследовательских геологических организаций, а также учитывая, что эти материалы представляют по существу результаты *первого опыта составления* подобного рода *систематизированных региональных металлогенических прогнозных карт в СССР*, необходимо скорейшее опубликование всего этого огромного обобщающего научного труда.

Карты эти представляют плод истинно коллективного труда многих геологов. В их выполнении то или иное участие принимали практически все крупные геологи ИГН АН КазССР, а также творческие силы Казахского геологического управления, а также всех других производственных геологических организаций, ведущих геологосъемочные, поисковые и разведочные работы в пределах Центрального Казахстана. Перечень всех этих организаций, равно как и имена всех наиболее деятельных научных и производственных работников, возглавлявших те или иные крупные разделы этого огромного труда, указаны на титульном листе Комплексной металлогенической карты Центрального Казахстана, которая будет издана под двойным титулом: Академии наук КазССР и Министерства геологии и охраны недр СССР. Имена всех остальных участвовавших геологов указаны в выполненных ими соответствующих частях и разделах всего этого огромного обобщающего труда.

На основе материалов, связанных с составлением металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана, начато и выполняется сейчас как в ИГН АН КазССР, так и в ряде производственных геологи-

ческих организаций Казахстана значительное количество докторских и кандидатских диссертаций.

Отметим в заключение, что выполненный коллективом геологов Казахстана в предельно сжатый срок, практически всего в два года, огромный труд по составлению металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана представляет хотя и весьма крупный, но все же лишь преходящий этап в деле последовательного раскрытия специфических закономерностей в особенностях геологии и металлогении этого богатейшего и сложного региона. Впереди предстоит еще составление подобных металлогенических прогнозных карт на другие виды полезных ископаемых Центрального Казахстана, а также составление более крупномасштабных металлогенических прогнозных карт по мере дальнейшего развития общего фронта геологической съемки, поисков и разведок в пределах Центрального Казахстана.

В процессе составления ныне законченных металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана удалось найти и осуществить некоторые основные методологические и методические принципы, которые могут быть положены в основу выполнения всех подобного рода специфических по целевому назначению и важных по своей научной и практической значимости крупных обобщающих геолого-металлогенических работ.

Как уже было сказано, несмотря на всю принципиальную важность идеи прогнозных карт, вопросы методики и методологии их составления, которые бы обеспечивали этим картам необходимую объективность и конкретность выводов, оставались до сих пор практически совершенно неразработанными.

Основные методологические принципы, которыми мы руководствовались при составлении металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана, были следующие:

- а) комплексный подход к изучению вопроса;
- б) полный сбор всех первичных фактических геологических материалов по Центральному Казахстану, что обеспечивало необходимую полноту и конкретность в аргументации основных геологических принципов и положений при прогнозировании;
- в) систематический анализ всех собранных первичных фактических материалов и синтез их в их сложных взаимосвязях и взаимообусловленности, с раскрытием степени влияния и внутренних закономерностей всех тех основных рудоконтролирующих факторов, которые участвовали в формировании и развитии богатой и сложной металлогении в природных условиях Центрального Казахстана; это обеспечивало надлежащую объективность и конкретность основных выводов при прогнозировании;
- г) широкая коллективность в составлении прогнозных металлогенических карт, по необходимости являющихся синтезом всех накопленных громадных фактических знаний по геологии и металлогении Центрального Казахстана, что посылало только труду крупного геологического коллектива.

Можно сказать, что в советских условиях поистине бурных темпов геологических исследований уже давно исчез образ одиночки-ученого, «творящего» науку в келейных условиях, в тиши.

Теперь можно считать за аксиому то, что всякие тенденции к отрыву от принципа коллективности в научном труде практически равносильны уходу от принципов полного и конкретного анализа всей суммы реальных и объективных фактов, что неминуемо приводит исследователя к невольному замыканию в области «творчества» разного рода надуманных, логически умозрительных, чисто метафизических теорий и схем, обычно ого-

рванных от жизни и практики и представляющих, по существу, в условиях советской науки, в том числе и геологической науки, уже отживший свой век анахронизм.

Комплексность в научной разработке вопроса, *полнота* в сборе всех первичных фактов наблюдений, *конкретность* в их анализе, *объективность* в обобщениях и *коллективность* в творчестве — вот те *методологические* принципы, которые явились *руководящими в выполнении работ* по составлению *металлогенических прогнозных карт* важнейших полезных ископаемых в пределах *Центрального Казахстана*.

Если попытаться дать сжатое определение сущности этого метода, который был разработан и применен нами при составлении металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана, то его можно кратко определить как *комплексно-геологический метод региональной металлогении*.

Являясь результатом конкретного анализа и объективного обобщения данных всего комплекса ныне накопленных фактических геологических материалов, прогнозные металлогенические карты, составленные по такому комплексно-геологическому регионально-металлогеническому методу, дают действительно объективные, а тем самым и наиболее обоснованные ответы на вопросы о том, *что и где надо искать* на современной стадии геологической изученности в пределах Центрального Казахстана. В этом заключается их огромное научное и практическое значение.

Всякая истина, как учит марксизм, представляет историческую категорию.

Вполне естественно поэтому, что в дальнейшем, по мере развития фронта геологосъемочных и поисковоразведочных работ в пределах Центрального Казахстана и накопления новых фактических геологических данных, рассматриваемые металлогенические прогнозные карты также, несомненно, будут в той или иной степени корректироваться и обновляться с учетом новых данных практики. В этой связи является крайне целесообразным и необходимым дальнейшее углубление того тесного содружества геологической науки и практики, которое уже ранее имело место и еще более укрепилось среди геологов Казахстана в процессе коллективного составления ими завершенных ныне металлогенических прогнозных карт на важнейшие виды полезных ископаемых в пределах Центрального Казахстана.

Только в тесном творческом единении работников науки и практики — залог эффективных усилий коллектива советских геологов по раскрытию всех тех поистине неисчерпаемых минеральных богатств, которые таятся еще в недрах Центрального Казахстана, чтобы скорее и полнее выявлять их и ставить на службу благородному делу строительства коммунизма в нашей стране.

1955

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Серия геологическая

Вып. 20

Р. А. БОРУКАЕВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ
ДОПАЛЕОЗОЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Магматические комплексы и эндогенные рудные образования, как и геологические формации, к которым они принадлежат, тесно связаны с геолого-историческим развитием тектонических структур региона, в нашем случае — геосинклинальных систем. Геологические формации разных стадий развития обладают своими характерными неповторяемыми (необратимыми) особенностями: парагенезисом пород, внутренними тектоническими структурами, характером осадконакопления, а также магматическими, рудными комплексами и др.

Эволюция магматизма в процессе развития геосинклинальной системы характеризуется сменой состава магмы от ультраосновной и основной, приуроченных к начальной стадии, до средней в следующем этапе и кислой — в стадии завершения развития геосинклинальной системы. Соответственно этому в металлогении региона улавливается проявление того или иного рудного комплекса, генетически связанного с магматическими образованиями.

Исходя из сказанного, мы рассматриваем все многообразие магматизма и эндогенного рудопроявления верхнего протерозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана в тесной связи с тремя этапами развития тектонических структур: верхнепротерозойским, салаирским (кембрийским) и каледонским¹.

Соответственно этому выделяются три возрастные металлогенические эпохи. Внутри их металлогенические формации рассматриваются в историческом аспекте — по стадиям развития отдельных этапов.

При выделении металлогенических формаций учитывались следующие данные:

1. Генетическая связь рудных формаций с магматическими образованиями.
2. Приуроченность магматических комплексов и рудных формаций той или иной геологической формации к фазе тектогенеза.
3. Возрастное положение рудных формаций.
4. Литологический состав вмещающих пород и их влияние на магматические комплексы (ассимиляция) и оруденение.
5. Вещественный состав руд (парагенезис минералов) и околожильные изменения.

¹ Развитию тектонических структур в данной статье не уделяется должного внимания, так как этот вопрос разобран автором в статье «Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана» (Известия АН КазССР, серия геологическая, вып 18, 1954).

6. Связь месторождения с местным проявлением тектоники (купола, разломы, зона дробления и т. д.).

7. Характер локализации месторождений.

На изученной территории намечается ряд региональных тектонических структур, связанных с разными этапами жизни геосинклинальной системы (2, 3). Наиболее крупные из них — верхнепротерозойские антиклинорные поднятия — проходят через регион в меридиональном (или близком к этому) направлении. Между этими основными структурными элементами располагаются складчатые сооружения салаирского и каледонского этапов.

Верхнепротерозойская эпоха

Металлогения этой эпохи приурочена к двум основным протерозойским антиклинорным структурам: 1) к Ерементау-Ниязской, протянувшейся от Карагандинской впадины через весь район в меридиональном направлении, и 2) к Майкани-Экибастузской, северо-восточного направления.

Эпоха охватывает комплексы рудных формаций двух стадий развития геосинклинальной системы: ранней и поздней.

Комплексы формаций ранней стадии развития геосинклинали

Ранняя стадия развития верхнепротерозойских геосинклиналей связана с накоплением кварцитов, а затем, в период наибольшего погружения, — известняково-эффузивной толщи, начавшей свое накопление с излияния лав основного состава; к концу ее формирования проявилась интенсивная ерементавская фаза тектогенеза. Под воздействием этой фазы отложения огромной мощности сминаются и в геосинклинальных впадинах образуются складчатые сооружения, претерпевающие глубокое погружение. Нисходящие вертикальные подвижки складчатых масс вдоль разломов достигают больших глубин и способствуют образованию подвижной ультраосновной магмы. Последняя внедрилась в известняково-эффузивную или кварцевую толщу вдоль глубинных разломов в виде линейно вытянутых узких линзовидных тел, разобитых между собой. Эти узкие, вытянутые часто на десятки и даже сотни километров полосы прерывистых интрузивных тел ультрабазитов принято называть ультраосновными поясами. Как показал анализ фактического материала, по всему Центральному Казахстану ультраосновные пояса связаны только с верхнепротерозойскими структурными сооружениями (1, 2).

Такой ультраосновной пояс хорошо прослеживается вдоль восточного крыла Майкани-Экибастузского верхнепротерозойского антиклинория, где часть ультраосновных интрузий размещается в кварцевой, а часть в ерементавской (известняково-эффузивной) толще верхнего протерозоя. Западное крыло антиклинория нарушено, опущено и перекрыто палеозойскими образованиями; поэтому вдоль него ультрабазиты не обнаружены. Значительно менее выдержанный ультраосновной пояс наблюдается вдоль восточного крыла Ерементав-Ниязского антиклинория. Западное его крыло так же, как и значительная часть восточного, опущено вдоль более молодых дизъюнктивных нарушений и перекрыто палеозойскими осадками. Таким образом, наиболее полно ультраосновной пояс проявлен только на восточном крыле Майкани-Экибастузского антиклинория, где он состоит из 16 отдельных массивов или участков, объединяющих мелкие интрузии.

Помимо ультрабазитов, к ерементавской фазе тектогенеза приурочены габбровые интрузии, наблюдаемые как в Майкани-Экибастузском, так и в Ерементав-Ниязском антиклинории.

Возраст ультраосновных и основных интрузий устанавливается достаточно четко как верхнепротерозойский (1, 2). С этими интрузиями генетически связаны три рудных формации: хромитовая, кобальт-никелевая и платиноидная.

1. *Хромитовая формация* развита слабо. Хромит встречен в виде гнездообразных скоплений небольших размеров в змеевиковых массивах Майкани-Экибастузского ультраосновного пояса. Более крупных скоплений хромита пока не известно.

2. *Кобальт-никелевую формацию*, промышленно интересные месторождения которой в пределах Центрального Казахстана известны в мезозойской коре выветривания, можно было бы отнести к мезозойскому возрасту. Однако такая кора выветривания образуется только по ультраосновным интрузиям, являющимся материнскими породами, несущими первичную кобальт-никелевую минерализацию. Последняя, правда, в ультраосновных породах не дает промышленных концентраций, а встречается в рассеянной петрогенной форме.

Таким образом, источником и материнской породой для подобных месторождений коры выветривания на описываемой территории служат только ультраосновные породы верхнепротерозойского ультраосновного пояса. Поэтому кобальт-никелевую формацию мы рассматриваем с металлогенной верхнепротерозойской эпохи.

Наиболее полно на северо-востоке Центрального Казахстана мезозойская кора выветривания выражена в Майкани-Экибастузском ультраосновном поясе. Правда, значительная часть древней коры выветривания здесь срезана позднейшими процессами денудации, но в разных участках глубина среза различна в зависимости от молодых подвижек и современного рельефа. Присутствие ее на современной поверхности среза зависит также от глубины проникновения процессов выветривания. Так, в некоторых случаях вся поверхность массива более или менее равномерно подвергается сплошному образованию коры выветривания на определенную, сравнительно небольшую, глубину; в других случаях кора выветривания образуется вдоль тектонических нарушений и проникает тогда на большие глубины. Сохранившаяся глубина распространения ее в первом случае редко превосходит 20 м, во втором доходит до 60—70 м и больше.

Древняя кора выветривания обычно является носителем промышленных никелевых руд. Руды никеля представлены, главным образом, нонтропитом, реже никель встречается в орах и еще реже — в бирбиритах. Находки змеевиков и бирбиритов среди рыхлых отложений южной части Ниязских гор, где до сих пор не известны коренные выходы интрузивных тел ультраосновного состава, указывают на возможность их выявления как в Ниязских горах, так и в Ерементаву.

При исследованиях на кобальт-никелевые руды следует обращать внимание на тектонические нарушения. Наиболее интересными могут быть тектонические контакты ультраосновных интрузий с известняками.

3. *Формация платиноидов* имеет незначительные проявления. Минерализация приурочена к одному габбровому массиву верхнепротерозойского возраста. Шлиховое опробование в районе габбрового массива дало некоторое содержание платины в шлихах. Подобная минерализация известна в генетической связи с ультрабазитами в Северном Казахстане и в Прибалхашье.

Следует отметить, что, кроме описанных рудных формаций, не исключена возможность нахождения в известняково-эффузивной толще верхнего протерозоя формаций типа колчеданных месторождений Урала и медно-порфировых руд бошекульского типа. Условия образования этой толщи так же, как и бошекульской, имеют очень много общих черт с условиями образования уральской зеленокаменной полосы, вмещающей колчеданные месторождения. Основные габбровые и ультраосновные интрузии, кроме того, могут быть интересны в смысле нахождения ильменита и др.

Комплексы формаций поздней стадии развития верхнепротерозойской геосинклинальной системы

Стадию развития верхнепротерозойской геосинклинальной системы завершает телескольская туфо-осадочная толща, состоящая в основном из терригенных осадков с небольшим количеством основных эффузивов и туфов.

Характерной для телескольской толщи в северо-восточной части Еременту-Ниязского антиклинория является насыщенность ее малыми интрузивными телами плагногранитового состава, связанными с заключительной верхнепротерозойско-телескольской фазой тектогенеза. С этими интрузиями парагенетически связана *золоторудная кварцевожилная формация*. Коренные месторождения этой формации встречены в северо-восточной части Еременту-Ниязского антиклинория, где видимое золото встречается в кварцевых жилах весьма малой мощности. Последние в большинстве случаев расположены в дайковых телах плагногранитов. По размерам месторождения эти невелики, но вместе с россыпями, связанными с золото-кварцевыми жилами, они представляют известный интерес.

Помимо этого, ряд пунктов с проявлением золотого оруденения известен в кварцитовой толще верхнего протерозоя Еременту-Ниязского антиклинория. Среди кварцитов Еременту встречаются и древние выработки со следами золота. Все эти проявления золотоносности, не выходящие за пределы верхнепротерозойских образований, могут быть, по видимому, связаны с плагногранитами и диоритпорфиритами телескольской фазы складчатости.

Если к этому добавить те эмпирические закономерности, на которые указывает П. Н. Кропоткин и др. и которые выражаются в территориальной приуроченности золота к вулканогенным толщам основного состава, то можно признать, что для выявления этого типа минерализации на территории Еременту-Ниязского антиклинория могут быть интересны известняково-эффузивная формация, состоящая в значительной своей части из мощных эффузивов основного состава, телескольская, где встречаются кварцевые жилы с видимым золотом, и кварцитовая, где отмечен ряд пунктов с проявлением золота.

Салаирская эпоха

Наиболее продуктивной в исследованном регионе явилась салаирская стадия развития геосинклинальной системы, давшая богатые и разнообразные рудные комплексы со значительными скоплениями меди, молибдена, золота, полиметаллов, турмалина и барита.

Салаирский этап тоже можно расчленить на два комплекса: ранней и поздней стадии развития геосинклинальной системы.

Комплекс рудных формаций ранней стадии развития геосинклинали

Ранняя стадия развития саланской геосинклинальной системы связана с образованием складчатых сооружений (в конце верхнего протерозоя) и погружением срединных геосинклиналей, сложенных археозойскими и верхнепротерозойскими складчатыми сооружениями (в начале нижнего кембрия).

Это привело к созданию Селетинского, Бошекульского и Майканинского нижнекембрийских геосинклинальных прогибов.

С начала нижнего кембрия в этих вновь образовавшихся прогибах имеет место обильное подводное излияние лав и образование мощной спилито-кератофировой вулканогенно-осадочной формации (толщи) (2). В конце ее формирования под воздействием бошекульской фазы тектогенеза толща оказалась собранной в складки. С указанной фазой связаны габброндные интрузии, составляющие вместе со спилито-кератофировыми лавами единый комагматический комплекс. Интрузии этого комплекса пространственно приурочены к бошекульской толще нижнего кембрия или реже — к телескольской верхнего протерозоя. По возрасту они относятся к концу нижнего кембрия. Представлены они сравнительно небольшими телами габбро, дайками диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, граносиенитов и сиенитов.

С этим магматическим комплексом генетически связаны три формации рудных месторождений: 1) молибденово-медная порфировая, 2) колчеданная золото-полиметаллическая и 3) золото-меднотурмалиновая.

1. *Молибденово-медная порфировая формация.* Месторождения этого типа играют большую роль в балансе меди Центрального Казахстана. В исследованной области известно месторождение Бошекуль и Кызылкандинская зона минерализации.

Вмещающими породами для бошекульского интрузивного комплекса и самого месторождения является бошекульская спилито-кератофировая толща нижнего кембрия. Нижняя спилитовая свита бошекульской толщи прорывается сложно ветвящейся дайкой гипабиссальных дифференциатов габбровой магмы, с которой парагенетически связано Бошекульское молибденово-медное месторождение. Протяженность дайки свыше 6 км при ширине от 100 до 1000 м. Внедрение дайковых пород происходило в несколько фаз. Вначале внедрились диорит-порфиры, затем плагиогранит-порфиры, которые составляют главную часть интрузива, и, наконец, сиенит-порфиры. Дайка ориентирована согласно со структурным планом вмещающей толщи и расположена в юго-восточном крыле антиклинальной складки.

Дайковые породы, а также вмещающие их основные эффузивы нижнего кембрия в приконтактной полосе подвергались гидротермальному метаморфизму и рудной минерализации, образовав мощную зону сравнительно небогатого первичного оруденения. Наиболее богатое оруденение приурочено к плагиогранит-порфирам и к вмещающим их породам близ контактов (7, 10, 11).

Бошекуль может быть охарактеризован как проявление мезотермальной сульфидной рассеянно-порфировой минерализации, связанной с серицитово-кварцевыми вторичными кварцитами, главным образом по плагиогранит-порфирам.

Рудные и жильные минералы заполняют густую сеть мелких и мельчайших трещин, образуя штокверковое тело с системой различно ориентированных рудных прожилков. Одновременно с заполнением трещин:

шло метасоматическое замещение минералов вмещающих пород с образованием вкрапленного оруденения, играющего второстепенную роль.

Наиболее ранним выделением является молибденит, оседавший на стенках трещин в виде налета; следующей стадией выделения являлся кварц вместе с молибденитом и пиритом. Далее отлагались пирротин, халькопирит, сфалерит, борнит, кальцит, ба́рнт и галенит. Пирит и кварц отлагались почти во все стадии гидротермальной минерализации.

Гидротермальный метаморфизм комплекса малых интрузий выражился в основном в серицитизации, альбитизации и окварцевании. Вмещающие основные эффузивы в пределах месторождения, помимо серицитизации, подверглись интенсивной хлоритизации, уралитизации, альбитизации и пиритизации. Этот минералогический комплекс вместе с обнаруженным абиссофобным пумпеллинитом представляет таким образом пример древней пропилитизации.

Возраст месторождения устанавливается как конец нижнего кембрия по следующим данным: 1) рудное тело вскрыто денудацией в начале верхнего кембрия, так как фаунистически установленный верхний кембрий перекрывает его трансгрессивно через базальные конгломераты; 2) в конгломератах встречены гальки окварцованных плагиогранит-порфиров, порфиритов с гидротермальным изменением гальки и кварца с сульфидами.

Базальные слои верхнего кембрия, налегающие на рудное тело и подвергшиеся исследованию вдоль этого контакта, являются стерильными в смысле рудной минерализации и не несут вообще никаких следов гидротермального метаморфизма. Даже линзы известняков с фауной, встреченные скважинами среди базальных слоев в нескольких метрах от рудного тела, не затрагиваются гидротермальным метаморфизмом.

Анализ фактического материала устанавливает трансгрессивное налегание осадков верхнего кембрия на размытую поверхность рудного тела.

Следовательно, к началу верхнего кембрия была срезана значительная часть складчатой бошекульской спилито-кератофировой формации нижнего кембрия, т. е. вся кератофировая свита мощностью свыше 2000 м и часть спилитовой свиты. Этим срезом были вскрыты интрузивные тела бошекульского комплекса и само Бошекульское месторождение. Надо полагать, что такой глубокий срез произошел в течение довольно длительного периода, захватившего, повидимому, значительную часть среднего кембрия.

Таким образом, есть все основания предполагать, что бошекульский комплекс малых интрузий и парагенетически связанная с ним рудная минерализация могут быть отнесены по возрасту к концу нижнего кембрия и связаны с бошекульской фазой саланского тектогенеза, отделяющей складчатым несогласием нижний кембрий от среднего.

Чрезвычайно важное значение для месторождения, особенно медного, имеет геологическая история, которую оно переживало со времени своего образования и особенно со времени вскрытия.

Наиболее значительными факторами, обуславливающими и направляющими преобразования месторождения после вскрытия, являются палеогеографические и тектонические условия: климат (годовые температурные колебания, атмосферные осадки), химизм вод, тектонические колебания и влияние их на уровень грунтовых вод, на базис эрозии, и степень интенсивности эрозии, а также продолжительность преобразования месторождения.

В смысле выявления геологической истории Бошекуль является:

исключительно благоприятным, поэтому кратко остановимся на этом вопросе.

Континентальный режим, наступивший в самом начале верхнего кембрия и продолжавшийся всю нижнюю треть этой эпохи, способствовал интенсивной денудации и глубокому срезу со вскрытием нижнекембрийских интрузий, в том числе и Божекульского месторождения. Благодаря этому процессы преобразования протекали достаточно интенсивно. Климатические условия благоприятствовали образованию зоны вторичного обогащения. Последнее хорошо наблюдается по богатым окисленным рудам, образовавшимся по древней зоне цементации и по наличию самой сохранившейся древней зоны цементации. В современном срезе эти богатые руды как зоны окисления, так и цементации расположены вдоль контакта с отложениями верхнего кембрия там, где месторождения только высвобождаются из-под покрова верхнекембрийских осадков.

В начале второй трети верхнего кембрия наступающее с юга эпиконтинентальное море еще более выравнивало рельеф местности; часть месторождения была срезана морской абразией, а затем оно было погребено и законсервировано под морскими осадками.

С начала ордовика и до конца палеозоя страна пережила сложную геологическую историю, но месторождение оставалось погребенным.

В среднекарбовое время описываемый участок вышел из-под уровня моря, превратившись в область сноса.

Континентальный режим существовал во все время мезозоя и продолжался до третичного времени. Месторождение, повидимому, в верхнемеловое время было вновь вскрыто из-под покрывки верхнего кембрия.

Необходимо отметить, что благодаря палеозойским тектоническим движениям район месторождения подвергся глыбовым передвижкам, месторождение было несколько повернуто с опусканием юго-западной и поднятием северо-восточной части. Поэтому при вскрытии его в мезозое верхнекембрийская покрывка и северо-восточная часть месторождения срезались раньше, чем юго-западная, а к наступлению третичного моря значительная часть древней богатой зоны вторичного обогащения была уничтожена; она сохранилась лишь в юго-западной части под уцелевшим здесь еще покровом верхнего кембрия.

В дальнейшем на денудированной поверхности месторождения отложились глинистые и песчаные осадки палеогена, которые вновь погребли месторождение. Третичное море отступило из северной части этого района в конце нижнего олигоцена, но третичные осадки, несмотря на небольшую их мощность, размывались медленно благодаря наличию плоской, полого спускающейся на север равнины. За четвертичный период после своего последнего вскрытия месторождение оказалось срезанным на очень незначительную глубину, измеряемую метрами; значительная часть его прикрыта еще в настоящее время покровом верхнекембрийских и третичных осадков. Период вскрытия его в мезозое был весьма коротким — недостаточным для образования сколько-нибудь заметной зоны вторичного обогащения. Поэтому мезозойская зона вторичного обогащения выражена очень слабо. Основной срез и процессы преобразования месторождения происходили, очевидно, в верхнекембрийское время.

Кзылканидинская зона находится к юго-западу от Божекуля. Вмещающими породами для него являются тоже основные эффузивы спилитовой свиты божекульской толщи нижнего кембрия. Она приурочена, повидимому, к сильно измененным мелким дайковым породам диорит-порфиритового состава, располагающимся вдоль северо-восточного

дизъюнктивного нарушения. Как дайковые породы, так и вмещающие их основные эффузивы сильно метаморфизованы. Последним свойственны все те изменения, которые указаны уже при описании Бошекуля.

Медная минерализация в первичных рудах выражена мелко рассеянными вкраплениями халькопирита и редкими тонкими прожилками его. Пиритизация проявлена интенсивно. По геологической позиции Кызлкаиндинская зона стоит близко к Бошекулю и, повидимому, является его генетическим аналогом. Пока она изучена слабо. Однако значительная площадь гидротермально метаморфизованных пород, первичное медное оруденение, геологическая обстановка — все это обуславливает необходимость более детального изучения этой зоны.

2. *Колчеданная золото-полиметаллическая формация.* Характерным представителем на изученной территории является Майканинское месторождение (8), которое по типу тесно примыкает к предыдущей формации как по своей геологической позиции и возрасту, так и в отношении парагенетической связи с кислыми дифференциатами габбрового магматического комплекса бошекульской фазы тектогенеза, являющегося комагматическим с эффузивами.

Месторождение расположено в синклинальной части структуры спилито-кератофировой толщи нижнего кембрия и приурочено к переходным горизонтам между нижней спилитовой и верхней кератофировой свитами, прорванными здесь дайкой плагиогранит-порфиров. С последним Майканинское месторождение связано парагенетически, как и Бошекульское. Так же, как и в Бошекульской геосинклинали, в Майканинской с начала нижнего кембрия происходило мощное излияние лав, чередовавшихся с морскими осадками при образовании спилито-кератофировой толщи. К концу нижнего кембрия в начальной стадии бошекульской фазы тектогенеза произошло внедрение малых интрузий габбрового состава, а в следующую стадию — внедрение даек плагиогранит-порфиров. Магматизм бошекульской фазы тектогенеза завершился гидротермальным процессом, обусловившим рудную минерализацию. Все эти магматические процессы связаны с единым очагом.

Процессы рудообразования сопровождались серицитизацией и образованием хлорита, эпидота, пренита, барита и кварца. Барит служит основным жильным минералом.

Оруденение выражено линзами колчедана (пирита с халькопиритом и сфалеритом), кварцево-баритовыми и баритовыми телами, несущими полиметаллическое оруденение — пирит, халькопирит, галенит и блеклые руды.

После рудной минерализации произошли подвижки по дорудным и вновь образовавшимся дизъюнктивными нарушениями, разбившими район месторождения на ряд блоков. Эти подвижки привели, очевидно, к рассланцовке пород, подвергшихся ранее серицитизации и хлоритизации, и к образованию хлоритовых, серицитовых сланцев и кварцитовых брекчий.

Близким к Майканинскому месторождению по геологической обстановке и, повидимому, по возрасту является месторождение в Байнаульском районе.

За пределами Казахстана сходным типом как по генетическим особенностям, так и геологическому положению, возрасту, характеру минерализации, гидротермальному и пострудному метаморфизму является, по описанию М. А. Усова (13, 14), Салаирское полиметаллическое месторождение в Западной Сибири.

3. *Медно-турмалиновая формация* выявлена в пределах изученной

территории в последнее время. Крупных зон минерализации этого типа известно пока три. Все они пока еще почти не изучены.

Зона минерализации № 1 (6) — Одак — приурочена к парагенетически связана с интрузивным комплексом, состоящим из сненитов, плагиосненитов и плагиогранит-профиров, прорывающих основные эффузивы известняково-эффузивной формации верхнего протерозоя в виде вытянутого почти в широтном направлении тела.

Этот комплекс пород после своего внедрения подвергся сильному дроблению. Наиболее крупные разрывы интенсивно дробленной зоны вдоль интрузива были, повидному, залечены в первую стадию гидротермального метаморфизма турмалиново-кварцевыми телами, местами в виде жил, а большей частью в виде линзовидных тел. В эту фазу вместе с турмалином и кварцем выпадало в незначительных количествах олово, возможно выпадали молибден и золото.

В следующую стадию минерализации гидротермы отлагали по мелким трещинам всего интрузивного тела сульфиды молибдена, меди, свинца, цинка и золота. Жильным минералом в эту стадию был, главным образом, кварц.

Минерализации подверглось все тело интрузива, центральная часть которого представляет собой турмалинизированную тектоническую брекцию интрузивных пород, главным образом сненитов.

Возраст интрузий и минерализации определяется условно, по аналогии с Бошекулем, как нижний кембрий. Непосредственными данными для возрастного определения являются находки гальки турмалинизированных сненитов в базальных конгломератах песчано-сланцевой толщи карадока, перекрывающей зону минерализации трансгрессивно, что указывает на то, что зона минерализации значительно древнее карадока.

Зона эта требует в ближайшее время разведки и детального изучения. При этом оно может быть наиболее интересным объектом на медь и молибден с попутной добычей B_2O_3 .

Зона минерализации № 2 выявлена летом 1953 г. и пока почти совсем не изучена. Однако по многим своим особенностям она находится в близком родстве с описанной выше и может считаться ее аналогом. Вмещающими минерализованный интрузивный комплекс являются основные эффузивы. Зона занимает значительную площадь и представлена жильными выдержанными по простиранию турмалиново-кварцевыми телами среди сильно осветленных гидротермальными процессами пород.

Зона минерализации № 3 так же, как и предыдущие, представлена кварцево-турмалиновыми телами, которые расположены среди сильно осветленных и измененных пород пока неопределенного возраста. Они имеют тектонический контакт с осадками S_1^1 и S_2^{1-3} .

По характеру гидротермальной переработки пород и присутствию кварцево-турмалиновых тел зоны минерализации № 2 и № 3 имеют большое сходство. По последней зоне предварительно проведено только несколько анализов кварцево-турмалиновых пород на золото, показавших некоторое содержание этого металла.

В зоне выявлено несколько небольших линейных тел с карбонатами меди (малахитом и азуритом).

Кроме приведенных трех зон, в долине среди рыхлых отложений встречены куски кварцево-турмалиновых пород, указывающие на возможность нахождения в этом районе еще новых объектов.

Все это указывает на значительное распространение этой, еще слабо изученной, рудной формации.

Из приведенного материала следует, что перспективными площа-

для выявления новых объектов всех трех рудных формаций являются в первую очередь районы развития нижнекембрийской спилито-кератофировой (боцекульской) толщи, широко представленной в Боцекульском, Селетинском и Майкаинском нижнекембрийских прогибах, расположенных между верхнепротерозойскими антиклинориями. Во вторую очередь — площади развития известняково-эффузивной формации верхнего протерозоя в пределах указанных антиклинорийных структур.

На этих площадях особое внимание заслуживают районы проявления интрузий габбрового состава или аналогов боцекульского комплекса малых интрузий.

За пределами изученной области боцекульская толща распространена достаточно широко. Аналогом ее является, очевидно, байдавлетская свита южной окраины Карагандинского бассейна; она развита довольно широко и в Северном Прибайкалье (к северу от Коунрада).

Комплексы рудных формаций поздней стадии развития салаирской геосинклинальной системы

Поздняя стадия развития салаирской геосинклинальной системы связана с образованием торткудукской толщи ($Sm_3^{2+3} + S_1^1$), состоящей в своей верхней части из эффузивов основного, среднего и кислого состава. Эффузивная деятельность протекала в этот период времени в иных условиях, чем в нижнем кембрии, а именно: в условиях наземных и в условиях эпиконтинентального моря, при переходной стадии превращения геосинклинали в платформу. Это особенно характерно для северных частей изученной территории, где консолидация допалеозойского и салаирского фундаментов началась раньше; процесс консолидации переменялся с севера на юг.

Магматическая деятельность завершается внедрением малых интрузий и даек диабазов, диорит-порфиритов и сиенитов, являющихся вместе с эффузивами комагматическими дериватами единой магмы, приуроченными к торткудукской фазе тектогенеза.

С этими субвулканическими интрузиями парагенетически связаны три рудные формации: колчеданная золото-полиметаллическая, прожилково-вкрапленная медная и медно-целитовая. Месторождения пространственно ассоциируют с торткудукской осадочно-вулканогенной толщей, приурочиваясь к зонам разломов.

1. *Колчеданная золото-полиметаллическая формация* объединяет на изученной территории ряд месторождений: Торткудук и Джангабул, а за пределами этой территории — Александровскую группу.

Месторождение Торткудука располагается в поле развития эффузивно-осадочной торткудукской толщи ($Sm_3^{2+3} + S_1^1$), образующей в районе месторождения брахисинклинальную структуру. Рудное поле складывается плагиоклазово-роговообманковыми порфиритами, которые прорваны небольшими телами сиенитового состава.

Месторождение Джангабул располагается в нижней спилитовой свите боцекульской спилито-кератофировой толщи нижнего кембрия, однако на ближайшем расстоянии от рудных тел среди боцекульской толщи встречаются жерловые тела торткудукских верхнекембрийских эффузивов и останцы торткудукской толщи в виде небольших мульд; таким образом, месторождение генетически связано именно с верхнекембрийскими эффузиями, о чем говорит и его положение в одной и той же структуре с Торткудуком.

Оба указанных месторождения приурочены к трещинам оперения, связанным с большим широтным дизъюнктивным нарушением, проходящим близ этих месторождений через все междуречье Шидерты — Оленты.

Основным жильным минералом является на обоих месторождениях барит, образующий вдоль указанных выше мелких нарушений жилы, трубчатые тела и линзы, несущие убогую вкрапленность сульфидов. Местами барит в значительной степени уступает место сульфидам, образующим небольшие колчеданные залежи.

Такого же типа и возраста месторождения известны и изучены в соседнем Баянаульском районе (9).

Александровская группа месторождений включает Александровское, Западно-Александровское, Аннинское, Николаевское (Перун). Первые три месторождения приурочены к замковым частям или крыльям антиклиналей торткудукской осадочно-эффузивной толщи, а последние два — к зонам пересечения разломов в той же толще. Парагенетически все они связаны с малыми интрузиями, являющимися производными единой магмы. В рудном поле встречаются дайки и штокообразные тела мелкозернистых диоритов, кварцево-диоритовых порфиров, диабазовых порфиров, сиенит-порфиров и кварцевых плагносиенит-порфиров. Сходные с последними породы обнаружены к западу от Александровской группы, в гальке конгломератов готландия. Это подкрепляет предположение, что среди дайковых пород рудного поля имеются близкие по времени образования к эпохе вулканизма торткудукской осадочно-эффузивной толщи.

Зона минерализации имеет большей частью пластовый характер и представлена: 1) сплошными вкрапленными сульфидами полиметаллического типа с преобладанием галенита, 2) сплошной пиритовой минерализацией с небольшой примесью сфалерита, халькопирита и галенита, 3) вкрапленной сульфидной минерализацией.

В отличие от Торткудука и Джангабула среди жильных минералов барит играет здесь второстепенную роль. Главными жильными минералами являются кварц и кальцит.

2. *Формация прожилково-вкрапленных медных руд* имеет второстепенное значение. Крупных объектов этого типа пока не известно. Они немногочисленны и промышленная ценность их еще не выяснена. Они представляют собой минерализованные пиритом, халькопиритом, кварцем и эпидотом зоны дробления в торткудукской или подстилающих ее толщах. Некоторый интерес представляют минерализованные зоны Сатпак и Тескудук. Первая — к юго-западу от Бошекуля, вторая — к югу

3. *Медно-цеолитовая формация* развита слабо. Известны два рудопроявления этого типа. Пространственно и генетически они связаны с амигдалондными лавами основного состава торткудукской толщи ($St_s^{2+3} + S_1^1$). Миндалины в лавах выполнены цеолитами и кальцитом и самородной медью, иногда лавы обохрены и несут примазки малахита и азурита. Полосы с такой минерализацией прослеживаются местами на несколько сот метров.

Подобный тип оруденения встречается и в лавах жарсорской (S_3^1) и шансорской (S_2^{1-3}) толщ.

Месторождения отмеченных типов, несомненно, состоят между собой в близком магматическом родстве и отличаются лишь термодинамическими условиями формирования. Обычно они приурочены к разломам и к межпластовым нарушениям в куполовидных и антиклинальных структурах, подобно Александровской группе месторождений. Пространственно они тесно ассоциируют с субвулканическими малыми интрузиями

диоритового и сиенитового составов, принадлежащими к магматическому комплексу торткудукской фазы тектогенеза.

Следовательно, исследования для выявления этих типов должны производиться в пределах развития торткудукской осадочно-эффузивной формации и сопредельных с ней подстилающих толщ. Особенно интересны могут быть места, где толща прорвана указанными интрузиями, а также вдоль дизъюнктивных нарушений в торткудукской формации. Выявление межпластовых залежей, приуроченных к замковым частям, крыльям складок и к куполам (Александровский тип), представляет значительно большие трудности, если они не имеют выхода рудного тела на дневную поверхность.

Каледонская эпоха

Ранняя стадия развития каледонской эпохи очень бедна магматическими проявлениями. Эффузивная деятельность на изученной территории в это время не известна, интрузивный магматизм проявился тоже слабо.

Поздняя стадия каледонской эпохи развития геосинклинали. В эту стадию магматическая деятельность проявилась широко и охватила ашгиллий, готландий и нижний девон. Процесс этот протекал неравнозначно как во времени, так и в пространстве. Так, например, в ашгилльский век, который мы считаем началом позднего развития, шло широкое накопление осадков жарсорской толщи при интенсивно проявленной эффузивной деятельности; эта толща распространена почти на всей изученной области, за исключением некоторых частей древних антиклинорий. К концу ее формирования имели место внедрения субвулканических малых интрузий и рудообразование, связанное с таконской фазой тектогенеза. Этой фазой как бы были завершены процессы консолидации северной части области, сформировавшейся окончательно в протерозойско-салаирско-каледонскую складчатую область.

В дальнейшем осадки готландия шансорской формации, состоявшие из осадочно-эффузивных образований, накапливались значительно южнее, и магматическая деятельность вместе с металлогенией мигрировала с севера на юг.

В нижнем девоне эти процессы проявлены еще южнее, в самой южной оконечности изученной области. Отложения этого периода времени особенно богаты эффузивными образованиями.

Таким образом, вулканизм и металлогения, начиная с верхов ордовика (ашгиллия) и кончая нижним девонем, носили как бы характер единого магматического процесса.

Однако излияние эффузивов и процессы рудообразования в течение всего этого промежутка времени происходили с перерывами и разделялись фазами тектогенеза с последующей денудацией. Такие перерывы имели место на границе ордовика и готландия (таконская фаза), в верхах готландия (арденская). Каждая фаза тектогенеза сопровождалась определенным комплексом интрузивных образований, главным образом, в виде даек и малых интрузий, и только с арденской фазой тектогенеза, помимо дайковых, связана интрузия гранодиоритового массива. С этими малыми интрузиями, являющимися производными единой (с эффузивными образованиями) магмы, очевидно, существует определенная парагенетическая связь медного оруденения.

Излияние эффузивов происходило в условиях мелководного эпиконтинентального моря или в наземных условиях, о чем свидетельствуют

обилие пирокластов и перемежаемость эффузивов с грубообломочным материалом и косослонистыми красноцветными песчаниками, а также присутствие местами в разрезе известняков с фауной (обычно в низах формаций).

Эффузивы представлены, главным образом, лавами среднего и основного состава.

Необходимо отметить, что, по имеющимся данным, как эффузивы, так и дайковые породы, связанные с ними, часто содержат медь. В первых наблюдается нередко видимая на глаз самородная медь или куприт, заполняющие миндалы. Спектральный анализ пород интрузивного и эффузивного комплексов показал несколько завышенное содержание меди по сравнению с обычными магматическими породами.

Приведенные факты указывают на повышенное содержание меди в самой магме, давшей эффузивный и интрузивный комплексы.

Поздняя стадия развития каледонской геосинклинали выражена, главным образом, одним комплексом прожилково-вкрапленных медных месторождений.

Формация прожилково-вкрапленных медных руд. Месторождения этого типа пользуются исключительно широким распространением на северо-востоке Центрального Казахстана. По масштабам оруденения каждое отдельно взятое месторождение этого типа, как правило, не представляет промышленного интереса, но кучное скопление их в определенных тектонических узлах, благодаря которому образуются отдельные группы близко расположенных месторождений, и сравнительно высокое содержание меди в рудах значительно повышают их промышленную ценность.

Наиболее крупные группы медных месторождений этого типа размещаются среди жарсорской (ашгиллия) и шансорской (готландия) осадочно-эффузивных толщ. В структурном отношении они приурочиваются обычно к трещинам оперения региональных дизъюнктивных нарушений и к зонам дробления. К этим же нарушениям второго порядка приурочены часто вместе с месторождениями дайки основных и средней основности пород.

Минералогический состав месторождений этого типа очень беден и представлен, главным образом, сульфидами меди и пиритом, в незначительном количестве иногда присутствуют в анализах свинец, цинк, серебро и золото. Жильным минералом обычно является кварц, реже барит и кальцит.

Генетическая связь этих месторождений с магматизмом ашгиллия, готландия и нижнего девона проявляется в постоянном расположении их внутри осадочно-эффузивных образований указанного возраста. Повышенное содержание меди в эффузивах и коагматических малых интрузиях ашгиллия и готландия дает основание связывать генетически медные месторождения, расположенные в этих эффузивах, с одной и той же магмой. В формациях более молодых, чем альбитофировая нижнего девона, месторождения этого типа почти отсутствуют, и медная минерализация вообще после нижнего девона в изученной области резко падает.

Наиболее крупными объектами этого типа являются Прикибастузская, Карасорская, Қоджанчадская, Джембулдинская и Қандыадырская группы медных месторождений. Промышленное значение этих месторождений повышается в связи с окончанием строительства железнодорожной магистрали Акмолинск — Павлодар и в связи с освоением Бошекульского месторождения.

Перспективными для выявления месторождения подобного типа являются районы широкого развития жарсорской (ашгиллия), шансор-

ской (готландия) и альбитофировой (девона) формаций, особенно в тектонических нарушениях. Наиболее благоприятными являются участки, насыщенные коагматическими малыми интрузиями (диабазового и диоритового состава).

Следует указать на возможность нахождения в тех же условиях колчеданных месторождений, подобных таковым поздне-салаирской колчеданной золото-полиметаллической формации, которые также контролируются коагматическими с эффузивами малыми интрузиями, тем более что торткудукская (верхний кембрий—тремадок) формация и жарсурская (ашгиллий) имеют близкие условия по своему положению в развитии геосинклиналей. С этой точки зрения необходима в первую очередь ревизия уже известных проявлений баритовой минерализации среди осадочно-эффузивных образований ашгиллия и готландия.

В данной статье нет возможности осветить вопросы, связанные с варисской металлогенией, и лишь для полноты вопроса мы коснемся в самых общих чертах некоторых закономерностей рудных месторождений.

Нижне- и среднедевонским вулканизмом почти завершается эффузивная деятельность описываемой территории, которая интенсивно проявилась начиная с протерозоя и кончая средним палеозоем (до среднего девона).

В варисскую эпоху, к началу становления платформенного режима, эффузивный вулканизм почти полностью отсутствует, но зато в этот период интенсивно проявляется интрузивный магматизм, выраженный внедрением гранитоидной магмы, с разными фазами которой связаны различные металлогенические формации.

Интрузивный магматизм особенно ярко отразился в наиболее подвижной юго-восточной части территории. Консолидация страны — постепенный переход геосинклинальной системы в предплатформенную складчатую страну — протекала закономерно с севера на юг и юго-восток.

К концу среднего карбона почти вся северная часть территории была уже консолидирована. Наиболее подвижной оставалась юго-восточная зона, прилегающая к Чингизской геосинклинали. В этом районе происходили еще интенсивные глыбовые подвижки, главным образом, вдоль древних глубинных разломов, расположенных параллельно древним антиклинорным поднятиям. В стыке подвижных герцинских зон с древними складчатыми структурами происходило внедрение интрузий гранитоидов, окаймляющих таким образом эти древние верхнепротерозойские структуры. Часто при подвижках вдоль глубинных разломов, параллельно им, сами древние складчатые зоны подвергались дроблению и местами в значительной своей части претерпевали погружение, возможно с поглощением их магмой (ассимиляция).

На юго-востоке за описываемой территорией особенно интенсивно проявлены интрузии гранитоидов в виде широкой дуги вдоль Караул-Чингизско-Чингизского антиклинория.

Все эндогенные металлогенические формации варисской эпохи связаны исключительно с интрузивным магматизмом. Металлогения варисской эпохи для описываемой территории имеет значительно меньшее значение по сравнению с салаирской и каледонской эпохами. Месторождения, связанные с варисскими гранитоидами, многочисленны, но большей частью непромышленны или мелки, расположены, главным образом, в юго-восточной части территории. Наиболее заслуживающими внимания формациями являются сурьмяная кварцево-жильная и менее — скарновая меднорудная и прожилково-вкрапленная.

Таким образом, все формации эндогенных месторождений северо-

востока Центрального Казахстана можно разбить на три большие группы по возрастному и генетическому признаку: 1) формации ранней стадии развития геосинклинальной системы (верхнепротерозойские, раннесалаирские); 2) формации поздней стадии развития геосинклинальной системы (позднесалаирские и каледонские); 3) формации, приуроченные к периоду становления платформы (варисской эпохи).

При этом первая группа формаций связана с большими геосинклинальными прогибами глубокого заложения, для которых характерны малые ультраосновные и основные интрузии вдоль глубинных разломов, офиолитовые и спилито-кератофировые эффузивные образования.

Вторая группа связана с широкими, приближающимися к изометрическим формам, геосинклинальными прогибами промежуточной стадии развития, сравнительно неглубокого заложения, для которых характерными являются эффузивы, главным образом, среднего, а затем кислого состава и малые комагматические интрузии.

И, наконец, третья группа связана с начальной стадией становления платформы, для которой характерны интрузии гранитоидов, внедрившиеся вдоль региональных разломов в стыке варисской подвижной зоны и древних верхнепротерозойских структур.

При этом следует подчеркнуть, что все эндогенные рудные месторождения всех стадий развития и всех комплексов первых двух групп, начиная с нижнего кембрия и до нижнего (а возможно и среднего) девона включительно, концентрируются в толщах, богатых эффузивными образованиями салаирского и каледонского этапов. В то же время они парагенетически тесно связаны с малыми интрузиями и субвулканами той же эффузивной магмы. Ко всему этому следует принять во внимание почти полное отсутствие здесь гранитоидных интрузий соответствующего возраста.

Отсюда напрашивается вывод, что все указанные рудные месторождения первых двух групп, в каждом отдельном случае, генетически связаны с единой магмой, давшей эффузивные образования, главным образом, основного и среднего состава и малые комагматические интрузии. Следовательно, для формирования эндогенных рудных месторождений не обязательно участие гранитоидной магмы, с которой обычно связаны большие массивы интрузивных комплексов, а вполне достаточно основной и средней магмы, дающей при этом эффузивный и интрузивный вулканизм.

Новые данные по геологии края позволили установить, что рудные формации тесно связаны с общим историко-геологическим развитием страны, поэтому являются многообразными по возрасту и генезису и связаны не только с интрузивным магматизмом, но и эффузивным. Представления некоторых прежних исследователей о том, что месторождения меди и полиметаллов Центрального Казахстана связаны генетически только с гранитными интрузиями варисского возраста, сейчас уже не выдерживают критики.

Помимо эндогенных месторождений, могут оказаться интересными в промышленном отношении некоторые экзогенные.

На описываемой части Казахстана, как известно, широким распространением пользуется верхнепротерозойская кварцевая формация. К образованиям аналогичной формации в других районах Центрального Казахстана (Карсакапай-Улутауском, Бетпак-Дале и др.) приурочены железистые кварциты (джеспилиты), в некоторых случаях содержащие железо в промышленных концентрациях. Подобных крупных промышленных объектов на северо-востоке Центрального Казахстана пока не встречено. Но не исключена возможность выявления их при более

Структурно-тектоническая схема протерозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана

Таблица 1

Шкала тектоническая	Фаза тектогенеза	Формация (толща)	Состав формации	Возраст	Наиболее характерные аффузы	Наиболее характерные интрузии	Рудные формации
Поздне-палеозойский	Тазовская					Малые интрузии, отвечающие составу лав	1. Формация промняково-вкрапленных медных руд
		Жарсурская	Конгломераты, песчаники, известняки с фауной ашкзали, лавы и туфы	S_1^1	Основные, средние и кислые лавы, преимущественно бурого оттенка		
	Ангренсорская					Малые интрузии кварцевых диоритов, габбродиоритов, диорит-порфиров	?
	Ангренсорская		Конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки с фауной карадзика, фаншеские образования	S_1^1			
Раннепалеозойский	Еркебиданская					Малые интрузии кварцевых диоритов, габбродиоритов, диабазов и диорит-порфиров	?
	Еркебиданская		Конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки с фауной карадзика, фаншеские образования	S_1^1			
	П е р е р и а						
	Торткудуская					Малые интрузии и дайки различного состава от диабазов до кварцевых сиецитов	1. Кольчатая золото-полиметаллическая 2. Формация промняково-вкрапленных медных руд 3. Медно-свинцовая
Позднепалеозойский	Торткудуская		Конгломераты, песчаники, известняки с фауной St_2 и S_1^1 , лавы и туфы	$St_2^{2+3} + S_1^1$	Гематитизированные роговообманковые, серые пироксеновые порфиры; фельзит-порфиры		
	Сасыксорская					Интрузии гранодиоритов, гранитов, сиенит-порфиров	?
	Сасыксорская		Конгломераты, песчаники, известняки с фауной St_2^1 , фаншеские образования	St_2^1			
	Сасыксорская		Конгломераты, песчаники, известняки с фауной St_2^1 , фаншеские образования	St_2^1			
Раннепалеозойский	Кувандыкская						
	Яшмовая		Конгломераты, песчаники, алевролиты, яшмы, яшмоварциты, известняки с фауной St_2^1 , лавы и туфы	St_2^1	Отдельные прослои роговообманковых порфиров и туфы		
	Бошекульская					Габбро, гранодиорит-порфиры, плагиограниты, граносиениты, сиениты, сиенит-порфиры	1. Молибдено-медно-порфировая 2. Кольчатая золото-полиметаллическая 3. Золото-медно-турмалиновая
	Бошекульская		Лавы и туфы, переслаивающиеся с малоомощными пластами песчанников, алевролитов, сланцев и яшм	St_1	Диабазы, сиениты, кератофиды, альбитофиды		
Поздняя стадия	Телекская (скандинавская рифейская)					Габбро; дайки плагиогранит-порфиров	Золоторудная кварцево-железная
Протерозойский Ранняя стадия	Телекская		Песчаники, алевролиты, яшмоварциты, лавы, туфы	Prz_2^3	Основные порфиры, их туфы		
	Еремантауская					Ультрабазиты, габбро	1. Хромитовая 2. Кобальт-никелевая 3. Платиноидная
	Еремантауская		Верхняя свита: яшмы, яшмоварциты, известняки (доломитизированные), лавы и туфы	Prz_2^3	Незначительное количество основных и кислых лав		
	Еремантауская		Нижняя свита: лавы, туфы, песчаники, известняки	Prz_2^3	Лавы, от основных до кислых, порфитонами		
	Сечинбургская (слабо проявлена)						
	Пшкеольская					?	
	Кварцитовая		Кварциты, кварцево-серпентиновые сланцы, яшмоварциты	Prz_2^1	Незначительное количество основных лав и туфов		
	Селетинская					Ультрабазиты, габбро ?	
	Амфиболитовая		Амфиболиты, зеленые сланцы, порфитонами	Prz_2^1	Основные лавы ?		
	Интенсивная фаза						
				Архейский	Ar		

детальных исследованиях отложений кварцитової формации, тем более, что подобное оруденение обнаружено в нескольких пунктах Ерементау-Ниязского антиклинория (Койтас, Жаманадыр и Тнес).

Кроме того, сами кварциты могут быть использованы близ железной дороги как динасовое сырье.

Среднекембрийские отложения яшмовой формации следует проверить на возможное нахождение марганцевого оруденения. Этот металл пока в непромышленных концентрациях встречается в ряде пунктов в осадках яшмовой формации.

Кроме того, интерес могут представить ванадий и фосфориты. Ванадий в повышенных концентрациях (хотя и непромышленных) обнаружен в нескольких пунктах Центрального Казахстана в синхронных и фациально близких отложениях сасыксорской формации. Отложения среднего кембрия и карадока следует изучить более детально на возможность выявления фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Р. А. Допалеозой северо-востока Сары-Арка. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 14, 1951.
2. Борукаев Р. А. Формации допалеозой и нижнего палеозой северо-востока Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 17, 1953.
3. Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 18, 1954.
4. Борукаев Р. А. К вопросу о кембрийском возрасте интрузий и связанных с ними месторождений. Вестник КазФАН СССР № 4, 1946.
5. Борукаев Р. А. О кобальтоносности руд Бошекульского медно-молибденового месторождения. Известия КазФАН СССР № 2 — 3, 1944.
6. Борукаев Р. А., Бандалетов С. М., Ляпичев Г. Ф., Никитин И. Ф. Об одном случае проявления турмалиново-рудной минерализации нижнепалеозойского возраста в Центральном Казахстане. Вестник АН КазССР № 6, 1954.
7. Водорезов Г., Кассин Н., Медоев Г. Труды ГГРУ, вып. 318, 1933.
8. Котульский В. К. Медные и полиметаллические месторождения Майкаина в Киргизской степи. Материалы Геологического комитета, вып. 85, 1928.
9. Кассин Н. Г. Труды ГГРУ, вып. 10, 1931.
10. Кассин Н. Г., Борукаев Р. А. Бошекульское медное месторождение. Известия ГГРУ, вып. 38, 1931.
11. Кассин Н. Г. и Борукаев Р. А. Бошекульское месторождение. Разведка недр № 17, 1933.
12. Старостина З. М., Красильников Б. Н., Сергеев Н. Г., Трусова И. Ф. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Ерементау и прилегающей части долины р. Уленты. Труды ИГН АН СССР, вып. 63, 1941.
13. Усов М. А. Проблема рудного Салаира. Вестник Западно-Сибирского геологоразведочного треста № 4, 1933.
14. Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1935.

РЕЗЮМЕ

Мақалада автордың көп жылдар ішіндегі зерттеуінің нәтижесінде, шығыс-солтүстік, орталық Қазақстан металлогениясы туралы жаңа мәліметтер берілген.

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Серия геологическая

1955

Вып. 20

Г. Н. ЩЕРБА

ГЛУБИННЫЕ ПОДВИЖНЫЕ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

Исследования тектоники Центрального Казахстана дали обширный материал, позволивший наметить основные этапы геологического развития этой сложной складчатой области и выявить строение складчатых сооружений различного возраста. Однако в литературе еще не получила достаточного освещения другая сторона проявления тектонических процессов, а именно — возникновение глубинных подвижных зон и движение по ним, в значительной мере влиявших на формирование складок верхних структурных ярусов. Важность ее заключается не только в выяснении связей и зависимости в сложном тектоническом процессе, но и с точки зрения установления закономерностей распределения магматизма и связанного с ним оруденения.

Существующие взгляды на тектонику

Территория Центрального Казахстана не представляет единого региона в смысле своего геологического и тектонического развития, а является областью сложного сочетания ряда крупных геолого-структурных единиц, обладавших своими индивидуальными особенностями в течение длительной истории формирования от докембрия до мезозоя.

Общепринятым считается выделение ряда геолого-структурных единиц, обрамляющих Центральный Казахстан.

На западе четко вырисовывается крупный меридиональный Карсакпай-Улутауский антиклинорий, существовавший с докембрия как консолидированная глыба. Севернее он сменяется наложенным Ишимским антиклинорием каледонского возраста, имеющим уже северо-восточное простирание. Чулийский антиклинорий, подвижный в течение ряда геологических периодов и имеющий докембрийское ядро, очерчивает регион с юго-запада.

На северо-востоке на многие сотни километров протягивается в северо-западном (алтайском) направлении Чингизский антиклинорий, развивавшийся на продолжении ряда тектонических этапов (подвижная геосинклинальная зона), благодаря чему докембрийские структуры его осевой части окаймляются каледонскими и варисскими. Обширные площади на севере занимает Кокчетавская глыба — платформенная область, сложенная породами археозоя и протерозоя, не только не участвовавшая в пликативных деформациях последующих периодов, но и мало влиявшая на план складчатой тектоники прилегающих областей. Фрагменты ее по на-

правлению к Балхашу погружаются на значительные глубины. Южная граница Казахской складчатой страны, находящаяся южнее оз. Балхаша, скрыта под молодыми отложениями.

Следует еще выделить так называемый Срединный антиклинорий, разделяющий Центральный Казахстан с севера на юг на две части. На севере он представлен Еремантауским антиклинорием и далее по выходам докембрия через Атасу, Моинтинский антиклинорий, Булаттау прослеживается на юг и соединяется с Чуйлийским антиклинорием. По данным Г. Ц. Медоева, простирающие пород докембрия здесь существенно меридиональное, т. е. еще уральское (рис. 1). Структура эта является прерывистой, полное содержание и значение ее пока остается нераскрытым. Рассекающий ее в срединной части Тектурмасский антиклинорий представляет более молодой горст. Важно то, что разделенные Срединным антиклинорием западная и восточная части Центрального Казахстана обладают явными различиями в своем последующем тектоническом и металлогеническом развитии. В частности, в западной части преобладал платформенный характер развития в палеозое, а в восточной — шельфовый с более резкой дифференцированностью движений.

Заключенная в пределах обрамляющих структур огромная складчатая область характеризуется развитием несколько более выдержанных северо-западных каледонских складок и менее выдержанных, разнообразного простираения, варисских брахискладок. Отсутствие строго выдержанных складчатых систем, сложная взаимосвязь нижних структурных ярусов с верхними привели к разногласиям между различными исследователями.

Н. Г. Кассин в своих многочисленных работах, обобщая очень большой фактический материал по стратиграфии и тектонике, пришел к выводу об относительной самостоятельности развития каледонских и варисских плективных структур и о возможном в связи с этим перекрещивании складчатых систем.

Несколько иной является точка зрения Н. С. Шатского (6). По его мнению, герцинское складкообразование в основном унаследовало главные направления каледонской складчатости. Имеющиеся видимые несогласия есть результат образования наложенных структур. В этом же направлении развивают идеи последовательного развития геосинклинальных зон А. А. Богданов (1) и П. Н. Кропоткин (4). Е. Д. Шлыгин (7) отмечает решающее влияние на развитие последующей тектоники древних обрамляющих структур, изображенных им в виде окаймляющих дуг. Несколько иное графическое изображение они получили на схеме Р. А. Борукаева (2).

Причины указанных разногласий заключаются в различной оценке и интерпретации механизма влияния строения основания на развивающиеся плективные деформации в перекрывающем верхнем структурном ярусе. Кроме того, проблема зависимости рассматривалась только с одной стороны — с точки зрения *унаследованности простираения* более поздними складчатыми системами предыдущих. Вполне очевидно, что зависимость характера последующей тектоники от плана предыдущей объемлет более сложный механизм, чем простое унаследование, приведший к возникновению различных сопряженных тектонических систем.

Нам кажется, что в указанных построениях недостаточно учитывается роль глубинных подвижных зон. Представляется, что сложная тектоника центральной части района в значительной мере определяется различной мобильностью блоков допалеозойского основания, разбитых разломами и периодически погружавшихся на различную глубину. Это явилось причиной отсутствия здесь выдержанных геосинклинальных зон про-

должительного развития, столь свойственных другим областям, наличия изменчивости фаций осадконакопления и резко переменных мощностей развития вулканогенных образований. Эта мозаичная тектоника структурного основания, о чем писалось раньше А. А. Богдановым, В. Ф. Беспаловым и другими, заставляет несколько шире рассматривать вопрос об унаследованности и наложенных структурах. Невыдержанность послекаледонских складчатых структур, отсутствие единообразия плана складчатой тектоники, развитие брахискладок различных направлений и т. п. объясняются тем, что при их формировании главную роль играла не стандартная схема развития геосинклинали, а дифференцированная подвижность блоков разбитого нарушениями структурного основания. В целом в послекембрийское время Центральный Казахстан развивался как область шельфа, а не как геосинклиналь. Характерно, что на схемах Н. Г. Кассина (3) геосинклинали более позднего времени представляют именно сравнительно узкие зоны невыдержанного направления. Не касаясь более закономерностей развития складчатых систем, мы обращаем внимание на частный вопрос — наличие дизъюнктивных глубинных структур.

О глубинных подвижных зонах

Только глубоко укоренившиеся у нас идеи об исключительно пластическом характере деформаций на больших глубинах привели к широко трактуемым в литературе плавным прогибам в геосинклинальных областях, даже если они достаточно крутые и совершаются быстро. Приводимые разрезы обычно лишены в основании разрывных структур. Даже относительно небольшие выступы древнего основания, часто встречающиеся здесь, объясняются как внутренние геоантиклинали, хотя во многих случаях они являются обыкновенными горстами, а «прогибы» — grabenами (Караганда, Коржункуль и др.).

Развитие магматических процессов, резко переменная мощность отложения палеозоя, частое наличие горстообразных выступов древнейших блоков среди относительно молодых структур, широкое развитие дизъюнктивной тектоники — все это только подтверждает наличие глубинных разломов, далеко не всегда четко обнаруживающихся на поверхности.

Описание глубинных разломов продолжительного развития, проявленных на поверхности в виде линейных зон, хорошо известно по работам В. П. Нехорошева, А. В. Пейве, В. И. Смирнова и других исследователей. В Центральном Казахстане описаны две крупные зоны — Успенская и Коктас-Джартасская. Мы попытаемся обосновать наличие еще другого рода подвижных зон, проявляющихся не только в форме полос смятия, разломов или линейной складчатости.

Если представить, что в строении района принимают участие три структурных яруса — докембрийский, каледонский и варисский, причем консолидация каждого из предыдущих заканчивалась к моменту начала накопления осадков для последующего, то эти предыдущие выступали как жесткие платформы. Поскольку известные на территории Центрального Казахстана интрузивные массивы кислого состава на уровне становления являются именно интрузиями, а не палингенными или метаморфогенными образованиями, то для проникновения магмы в верхний структурный ярус должны были возникать глубинные разломы, сообщавшие глубокие очаги магматизма с областями становления интрузий. Тем более это относится к эффузивному магматизму. Отсюда размещение интрузий следует рассматривать как одно из проявлений глубинной дизъ-

юнктивной тектоники. Исходя из этих соображений, мы попытались рассмотреть имеющиеся данные о геологических структурах Центрального Казахстана по Г. Ц. Медоеву. При этом оказалось, что разновозрастные массивы, отражая расположение глубинных мобильных структур, располагаются линейно, образуя полосы протяжением в сотни километров. Такие полосы, разделенные на четыре основных этапа палеозойского интрузивного магматизма, и показаны на прилагаемой схеме (рис. 1). Поскольку раскрытие глубинных мобильных зон следовало за складчатыми процессами, то отвечающие им линейные зоны интрузий обычно пересекают складчатые системы вмещающего их структурного яруса. Интрузии, располагаясь в общем линейно, либо в виде цепочек, имеют форму, обычно зависящую от строения именно вмещающего структурного яруса (складок, межформационных зон и т. д.).

Поскольку пояса интрузий секут складчатые структуры, можно думать, что после складкообразования в верхнем структурном ярусе имело место опускание структурных блоков, сопровождавшееся растяжением в области подвижных зон, приведшим на смену сжатию. Опускание блоков и приоткрывание под влиянием растяжения трещин в подвижных зонах способствовали проникновению магмы из глубинных бассейнов в верхние горизонты. Вертикальные движения (восходящие и нисходящие), о которых мы писали ранее, способствовали созданию камерного пространства для интрузий.

Из составленной нами схемы видно, что в процессе исторического развития структур этой области глубинные разломы не оставались постоянными, обнаруживая тенденцию к смещению на юг.

Если для обрамляющих Центральный Казахстан структур характерно совпадение глубинных разломов (подвижных зон) с осевыми частями антиклинорий (оси «прогибов»), то для средней части широтные разломы постепенно к югу сменяются на диагональные и даже меридиональные. Характерно, что эти линейные зоны интрузий часто накладываются одна на другую на разных стадиях магматизма, например в ранневарисскую и поздневарисскую. Больше того, именно мобильностью глубинных зон можно объяснить и многофазность интрузий одного геологического возраста.

Как видно на схеме, зоны глубинных разломов совпадают по направлению со складчатыми структурами только в хорошо выдержанных геосинклинальных зонах (Зайсанская, Чингизская и др.). Во всех остальных случаях совпадений нет, а сами интрузии пересекают складчатые формы в различных частях и различных направлениях. Этим лишней раз подчеркивается то обстоятельство, что осевые части многих геосинклиналей сопровождаются продольными разломами основания.

Коротко рассмотрим наметившиеся таким путем основные подвижные зоны. На прилагаемой схеме отражены только некоторые основные из них.

Раннекаледонские подвижные зоны, пересекающие не только породы допалеозоя (протерозой и архей), но проникающие и на более глубокие горизонты, прослеживаются вдоль оси Карсакпай-Улутауского антиклинория в меридиональном направлении. С ними сопряжены еще две более коротких зоны: широтная — Улутауская и северо-западная — Арганатинская. Вне видимой определенной связи с предыдущими, но отчетливо согласная с раннекаледонской складчатостью в северо-восточном направлении вытянута зона Жаркаинагача. Следы древних подвижных зон, проявившихся в форме малых интрузий, прослеживаются и вдоль р. Ишима. Кокчетавская глыба рассекается двумя зонами широтного простирания: более короткой в районе к западу от города Кокчета-

ва и более протяженной, дугобразно изгибающейся на юго-восток — Азат-Аркалыкской, затухающей где-то в районе Бошекуля. Общая длина их около 400 км. Здесь они сопрягаются с небольшой широтной Бошекульской зоной, характерной развитием небольших интрузий пестрого состава. Следует упомянуть еще меридиональную Кыркудукскую зону, протягивающуюся на север от города Акмолинска, которая, очевидно, тоже сопрягается с Азат-Аркалыкской.

В *позднекаледонский* этап подвижность зон и сопровождающий их интрузивный магматизм проявились гораздо шире, захватив практически всю территорию Центрального Казахстана.

На севере, несколько южнее раннекаледонских, в широтном направлении протягиваются Зерендино-Степнякская зона и вторая, параллельная ей, сопрягающаяся с двумя более короткими, почти меридиональными зонами. В восточном направлении обе они имеют также тенденцию отклониться к юго-востоку. Продолжение их обнаруживается в структурной системе Чингиза (Аккойтас-Аягузская зона). В Северном Прибалхашье мобильные системы образуют два отчетливых направления — меридиональное и широтное. Наконец, в Западном Прибалхашье они имеют выдержанное северо-западное направление, соединяясь к югу через Чу-Илийские горы с северными дугами Тянь-Шаня.

Наиболее широко проявилась подвижность глубинных структур в карбоне. Обращает на себя внимание Теректы-Нуринская зона, протянувшаяся параллельно известной Тектурмасской почти на 700 км от района Джезказгана до Баянаула в субширотном направлении. На востоке она сопрягается с серией параллельных северо-западных зон Чингиза. На юго-западе также имеется серия северо-западных зон, но они не достигают этой основной зоны, ограничивая так называемый Северо-Балхашский треугольник. Мунглу-Кылчинская, Моинтинская и другие подобные системы затухают по направлению к северо-западу, очевидно ограничиваясь второй широтной структурой, которую можно назвать Тектурмасской (севернее Калдырминской), хотя она к западу от железной дороги также затухает. Внешние зоны очерчивают как бы большой четырехугольник, внутри которого сложно сочленяющиеся северо-западные, меридиональные (Балхаш-Джилытауская) и широтные зоны образуют меньший четырехугольник и треугольник.

Поздневарисские движения оживили существовавшие мобильные структуры, благодаря чему намечается положение молодых интрузий на более ранние. Несколько самостоятельное значение из них приобретают Калдырма-Бахтинская и Куу-Кзылтауская. Остальные — либо мелкие, либо накладываются на предыдущие. Характерно раскрытие ранних зон в центральных частях, а также продолжение их по простиранию, что особенно наглядно видно в Чингизе и Северном Прибалхашье.

Возникают еще мелкие сопряженные мобильные структуры. Таким образом, если древние подвижные зоны развивались по окраинам Центрального Казахстана, то более молодые особенно проявились в центре, характеризуя сложную дифференцированную подвижность блоков — древнего глубокого основания этого района. Многократные движения во внутренней области Центрального Казахстана проявились в виде мощных параллельных зон почти широтного простирания (вернее восточно-северо-восточного).

Крупная протяженная зона в этом районе по геофизическим данным отмечена и Д. Н. Казанли, указавшим на большую глубину ее заложения и на важность с точки зрения тектонического развития всего крупного региона.

В остальной части ясно преобладают северо-западные зоны; реже:

мы имеем меридиональные и еще реже — северо-восточные, обычно мелкие.

К западу от Срединного антиклинория поздневарисские движения проявлены неизмеримо слабее, чем к востоку от него. Складчатость здесь приобретает вид широких брахисинклиналей. Фрагментарное строение структурного основания наглядно иллюстрируется расположением даже тех немногих мобильных структур, которые отражены на схеме.

Чингизские структуры имеют уже алтайское направление. Не лишне вспомнить, что малые интрузии Западной Калбы, Калба-Нарымский гранитный массив и интрузивы Рудного Алтая обнаруживают подобную же, но еще более четкую линейность в расположении, причем Калба-Нарымский массив по своему пространственному положению совпадает с осевой частью (областью наибольшего прогиба) Зайсанской геосинклинали. Аналогичная картина линейности выявляется при анализе магматизма Джунгарии, Тянь-Шаня и Чу-Илийских гор.

Мобильность глубинных зон в процессе их исторического развития находит отражение не только в наложении интрузивных поясов, но и в многофазности интрузий одного и того же геологического возраста.

Некоторые практические вопросы

Академик К. И. Сатпасев (5) подчеркивал роль глубинных разломов в распределении эндогенных металлогенических формаций. Он отмечал, что влияние глубинных зон «особенно характерно для поздневарисской металлогенической эпохи, когда и металлоносные интрузии и сами металлогенические формации четко локализируются в пределах отдельных мобильных региональных разрывных поясов глубокого заложения, состоящих обычно из семейства параллельных и сопряженных зон разломов, с многократными дифференциальными подвижками по ним» (5, стр. 24). И действительно, такая связь может быть наглядно проиллюстрирована при сопоставлении указанных на схеме структур с металлогеническими провинциями, отличающимися определенным своеобразием внутри очерченных главнейшими зонами площадей и за их пределами. Главнейшие рудные пояса протягиваются также линейно, согласно с ними. Таким образом, эти структуры могут служить основанием и для металлогенического районирования.

Если положение отдельных эндогенных месторождений определяется пикативными структурами или чаще сочетанием дизъюнктивных структур, то в положении рудных районов и узлов намечается та закономерность, в результате которой они бывают приурочены к местам наложения или перекрещивания более поздних подвижных зон с более ранними. Подобную связь оруденения с глубиной тектоникой можно объяснить не только с позиции создания наиболее благоприятных структурных путей. Вполне вероятно также, что подвижные зоны, повторно вскрывая очаги магматизма, выводят в верхние структурные ярусы более *отдифференцировавшиеся кислые магмы, обогащенные щелочами, летучими и рудными компонентами*. С такой позиции именно *повторные интрузии* являются более перспективными в металлогеническом отношении.

Следовательно, выявление пространственного положения глубинных подвижных зон можно использовать как один из *вспомогательных методов прогноза эндогенного оруденения*.

Представляют интерес и области погружения интрузивных поясов (надинтрузивные зоны), выявляемые только при экстраполировании уже выявленных и вскрытых денудацией их частей, а также сопряжения

их с дизъюнктивами. Учитывая методическую целесообразность такого вспомогательного способа прогнозирования, можно рекомендовать составление подобных схем для отдельных регионов на основе детальных крупномасштабных карт. Зная закономерности распределения того или иного вида эндогенного оруденения и имея такую схему, уже нетрудно, учитывая уровень денудации и геологическую обстановку, выделить перспективные площади.

В литературе много писалось о крупных разломах, выходящих на поверхность в виде зон смятия, брекчий и т. д., которые можно считать частным проявлением глубинной тектоники. Они, как правило, резко нарушают вмещающие породы, смещают соседние блоки один относительно другого, но далеко не всегда обуславливают направление геологического развития прилегающих участков земной коры, тогда как отмеченные выше зоны определяют это развитие. Оруденение также обычно располагается не в этих, а в более мелких сопряженных с ними разломах второго порядка.

Для выявления глубинных подвижных зон следует использовать не только размещение интрузивных массивов, центров вулканизма, но и гравиметрические карты, фациальный анализ осадков, их мощность, а также план складчатой и дизъюнктивной тектоники.

Глубинные подвижные зоны имели несомненное влияние на развитие складчатой тектоники; их познание будет иметь поэтому большое значение и для более правильных тектонических построений.

Ю. А. Билибиним разработаны принципы развития геосинклинальных зон, на разных этапах которых возникают магматические проявления определенного состава, сопровождающиеся тем или иным оруденением. Нам представляется очень важным увязать эту прогрессивную концепцию развития с послескладчатым магматизмом. Неясность ее заключается лишь в том, что формирование вмещающих геологических комплексов происходит в верхнем структурном ярусе, а интрузии и их металлоносность зарождаются на больших глубинах, в иных структурных условиях. Кроме того, стандартную схему геосинклинального развития нельзя автоматически переносить на Центральный Казахстан, для которого более характерен тип развития шельфа при достаточно дифференцированной подвижности структурного основания.

Предложенная схема подвижных зон уже применена для составления одной из карт прогнозов, затем для распределения скарновых месторождений и, наконец, в производственных организациях; во всех случаях получены положительные результаты. Более того, новые находки оруденений подтверждают правильность сделанных выводов. Все это вместе взятое позволяет считать данную схему и предложенный метод заслуживающими практического применения.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Тектоника СССР, т. 1 Тектоника Центрального Казахстана. Изд. АН СССР, 1948.
- 2 Борукаев Р. А. Допаалеозой северо-востока Сары-Арка (Центральный Казахстан). Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 14, 1951.
- 3 Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 14, 1951 и вып. 15, 1952.
- 4 Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Труды ИГН, вып. 108, геологическая серия (№ 36), 1950.
- 5 Сатпаев К. И. О металлогенетических этапах, формациях и поясах Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 17, 1953.

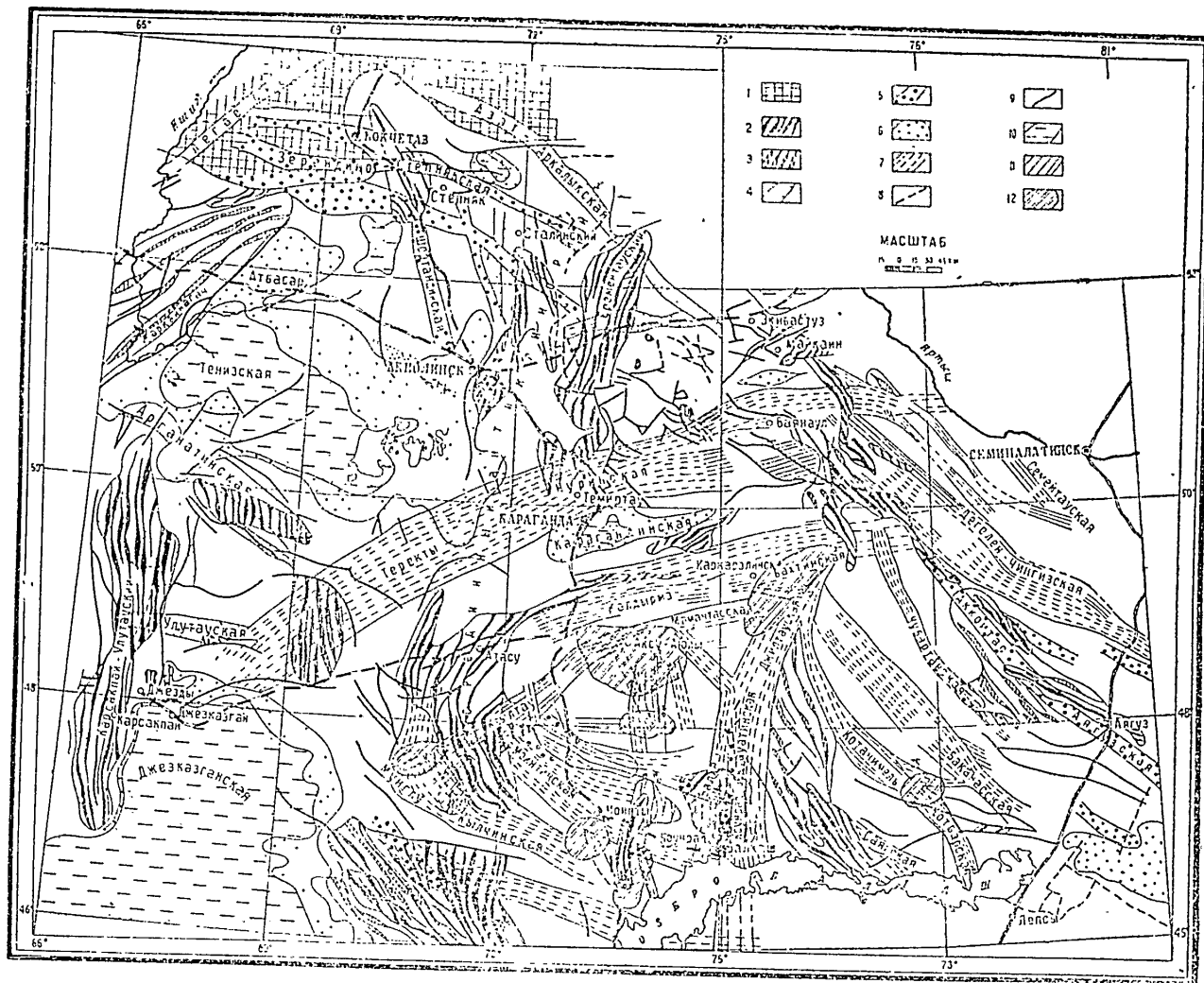


Рис. 1. Схема размещения некоторых глубинных подвижных зон Центрального Казахстана. Составлена Г. Н. Шэрбой по данным геолого-структурной карты Г. Ц. Методова. Условные обозначения: 1 — допалеозойская платформа, 2 — антиклинорий докембрия, 3 — антиклинорий каледонские (основные), 4 — глубинные подвижные зоны, фиксируемые раннекаледонскими интрузиями, 5 — глубинные подвижные зоны, фиксируемые позднекаледонскими интрузиями, 6 — ранневарисские синклинали (основные), 7 — глубинные подвижные зоны, фиксируемые ранне- и средневарисскими интрузиями, 8 — ранневарисские зоны разломов, 9 — поздневарисские зоны разломов, 10 — поздневарисские синклинали (основные), 11 — глубинные подвижные зоны, фиксируемые поздневарисскими интрузиями, 12 — некоторые области сопряжения средневарисских и поздневарисских глубинных структур.

6. Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Известия АН СССР, серия геологическая, № 6, 1938.
7. Шлыгин Е. Д. Успехи геологического изучения Северного Казахстана. Сб. «Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет» Изд. КазФАН СССР, 1941

РЕЗЮМЕ

Мақалада, интрузивтік магматизм бейнесінде болып, жер қабаты тереңдігінде жылжымалы зоналардың слестеуі жазылады.

Бұл зоналардың орып жағдайлары металды поястардың шашырауына байланысты. Сондықтан, өңдегендік кен қазбаларын барлауда өте маңызы болады.

Д. Н. КАЗАНЛИ

СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА НА ОСНОВАНИИ АНАЛИЗА ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

Введение

Результаты произведенных на территории Центрального Казахстана магнитных и гравиметрических работ дают возможность предварительного анализа и сопоставления выявленного геофизического поля с геологическими структурами.

Необходимость такого сопоставления для Казахстана особенно актуальна вследствие специфичности геологического строения Центрального Казахстана, обилия эффузивов и наличия больших площадей, на которых палеозой скрыт под рыхлыми отложениями. В такой обстановке только в результате анализа регионального геофизического поля мы можем надеяться получить правильное представление о структурах Казахстана и произвести его тектоническое районирование.

Первая попытка произвести анализ гравиметрических данных в связи с геологическим строением на территории Казахстана была сделана в 1936 г. А. Д. Архангельским и В. В. Федыным (3). На территории собственно Центрального Казахстана в это время не было ни одного пункта и на картах, приложенных к работе этих авторов, изолинии гравиметрического поля были изображены только севернее 50 параллели и южнее параллели г. Алма-Аты. Однако недостаточная геологическая изученность даже в пределах гравиметрически освещенной в то время части Казахстана не позволила выразить главные известные нам сейчас закономерности и связи.

Тем не менее в своей работе А. Д. Архангельский (2) обратил внимание на «ненормально» широкое распространение отрицательных аномалий в равнинной части описываемой территории. Он писал: «Вполне очевидно, что явление это не может быть объяснено действием каких-либо поверхностно залегающих масс и что причина его должна находиться на глубине». И далее «...несмотря на наличие крупнейших нагромождений горных пород выше уровня моря в виде горных хребтов, восточная часть Средней Азии является областью огромных дефектов масс в земной коре».

Сейчас благодаря обобщению, проделанному И. Д. Жонголовичем (14), мы знаем, что огромное по площади распространение в пределах равнин Казахстана и горной части Средней Азии отрицательных аномалий есть следствие не только развития здесь горных хребтов и нагромождений сиалических масс, но также и результат принадлежности этих частей Азии к общей депрессии геоида на материке Азии. Западная граница этой депрессии совпадает с Уральским хребтом, восточная (для трехосной фигуры относимости) — с западной границей сибирской платформы. Северная проходит по 60 параллели и южная — по 20 градусу

Стру

южной
неравно
да, так
зывается
метить,
с калед
Каз
ческих
слишком
структур
из дальн
различн
выделяе
ниц. На
туры, вы
реальным
но-тектон
Крапотки
структур
пунктами
сравните

На г
Буге видн
казахстана
ложители
(без Улу-
Перва
Караганды
лыми аном
полосами
тайско-Кар
на севере
масой из
ко-Каркар
Вторая
менее ясно
лящей чер
р. Селеты
ся развитие
мальных по
Третья
виметричес
ет индивид
положитель
Перейде
полей.

В. первое
ельных аном
ответствует

Структура Ц. Казахстана на основании анализа гравиметрич. и магн. полей 61

южной широты. Сама же депрессия геонда есть следствие глубокой неравномерности структуры земного шара в целом. Как депрессии геонда, так и общие аномалии земного шара являются аналогами и так называемых материковых аномалий земного магнетизма. Необходимо отметить, что эта депрессия геонда на значительном протяжении совпадает с каледонским Урал-Сибирским геосинклинальным поясом.

Казалось бы, что имеющаяся в настоящее время сеть гравиметрических пунктов на территории Центрального Казахстана является слишком редкой для получения из ее сопоставления с геологическими структурами каких-либо полезных выводов. Что это не так, будет ясно из дальнейшего. Отметим то обстоятельство, что в настоящее время различными исследователями на территории Центрального Казахстана выделяется от 16 до 40 изолированных геологических структурных единиц. На карте П. Н. Крапоткина выделяется до 130 структур. Все структуры, выделяемые П. Н. Крапоткиным, являются, конечно, вполне реальными. Но в пределах определенных, целых по своему фациально-тектоническому характеру, структур (как Еремень-Тау или Улу-Тау) Крапоткин выделяет еще до пяти частных структурных единиц. Каждая структурная единица освещается четырьмя-пятью гравиметрическими пунктами и, следовательно, интерпретация будет реальной только для сравнительно более крупных структур.

Общие черты гравитационного и магнитного полей

На гравиметрической карте Центрального Казахстана в аномалиях Буге видно, что площадь кристаллического массива Центрального Казахстана оконтуривается линейно вытянутыми зонами относительно положительных аномалий. Внутри этой площади выделяются три зоны (без Улу-Тау), ясно различных по характеру гравиметрического поля.

Первая зона, заключенная между озером Балхашом и параллелью Караганды, характеризуется двумя огромными, овальными отрицательными аномальными полями, ясно окаймленными с запада, юга и востока полосами относительных положительных аномалий северо-западного (Алтайско-Каратауского) направления. Граница первой зоны со следующей на севере проходит по полосе шириной 30 — 50 км, примерно оконтуриваемой изоаномалой 50 — 80 миллигал и витягивающейся вдоль Успенско-Каркаралинской и Коктас-Жартасской зон.

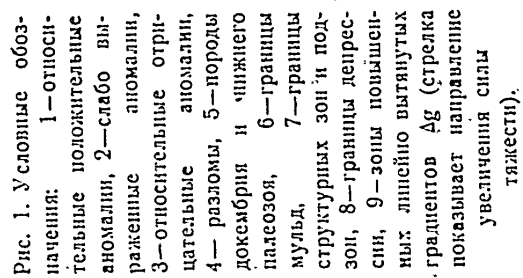
Вторая зона протягивается от границы с предыдущей до несколько менее ясно выраженной полосы линейно вытянутых градиентов, проходящей через озеро Кургальджин-Тениз на Акмолинск и оттуда вдоль Селеты на северо-восток. Внутренняя часть этой зоны характеризуется развитием, главным образом, широтно вытянутых отрицательных аномальных полей.

Третья зона, охватывающая Северный Казахстан, выражена в гравиметрическом поле менее ярко, однако и для нее аномальное поле имеет индивидуальные черты, выраженные развитием, главным образом, положительных аномальных полос северо-восточного простирания.

Перейдем к более подробной характеристике отдельных аномальных полей.

Южная зона — I

В первой зоне привлекают внимание два крупных овала отрицательных аномалий. Западная отрицательная аномалия (на схеме 11) соответствует крупной структуре в общем антиклинорного характера с



Структура Ц. Казахстана на основании анализа гравиметрич. и магн. полей 63

центральной областью, совпадающей с Атасуйским докембрийским массивом. По периферии же овала развиты хорошо изученные синклинальные структуры — Кайрактинская и Беркутинская мульды с востока и Ортау-Успенская синклинальная зона с запада. Как эти синклинали, так и огромное количество закартированных мелких разрывов, выраженных кварцевыми жилами и порфиоровыми дайками, почти точно совпадают по направлению с изоаномалами. Северо-западная четверть описываемой аномальной зоны проходит по границе эффузивных свит нижнего девона (прорванными кислыми интрузиями, наиболее поздние из которых характеризуются самостоятельными отрицательными аномалиями). На юге расположены линейно вытянутые структуры северо-запад-

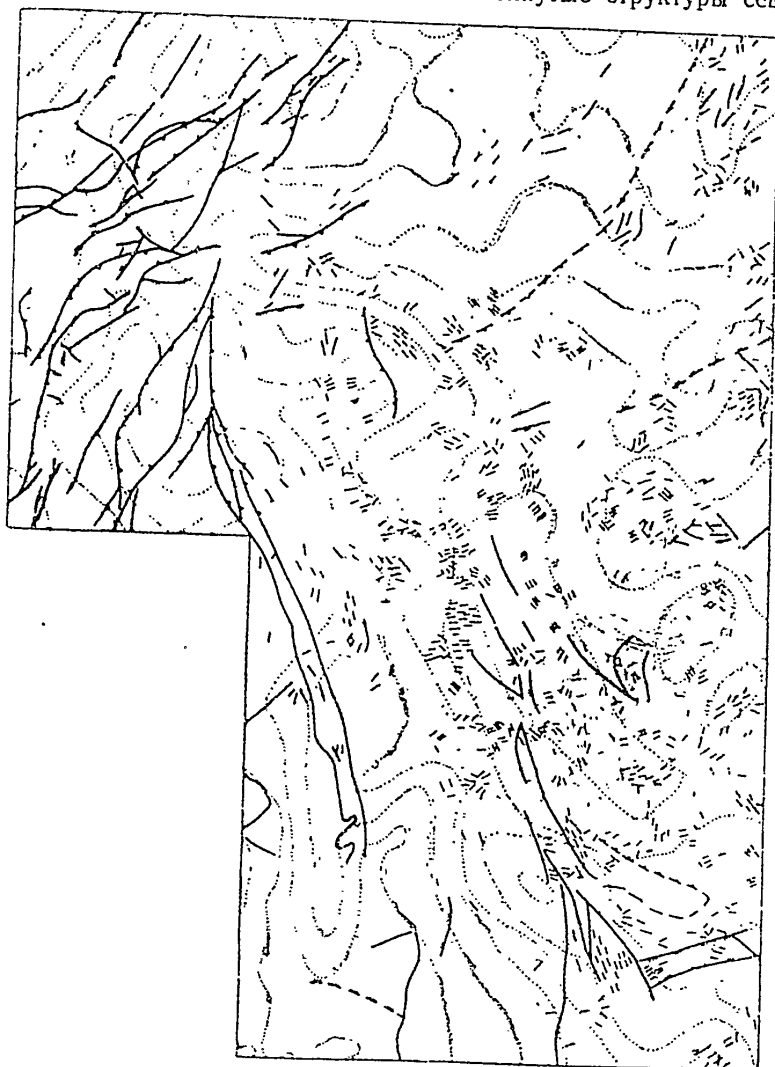


Рис. 2. Схема сравнения проявлений дисъюнктивной тектоники и гравиметрического поля для участка первой зоны (крупные разрывы по Г. Ц. Медоеву). Условные обозначения: 1 — дайки кислых и основных дериватов, 2 — разрывы, 3 — изоаномалы Буге.

ного простирания, рассматриваемые как продолжение Чу-Илийских гор и сложенные древними архейскими и нижнепалеозойскими породами.

Второй восточный овал отрицательных аномалий (на схеме 10) характеризует поле, существенно отличное от западного овала. Это разли-

чис геологически выражено развитием здесь не силур-девонских песчанников и сланцев, как на западе, а главным образом эффузивов. Ранневарисские интрузии этой зоны имеют преимущественно меридиональную ориентировку. Дополнительное аномальное повышение отрицательных значений силы тяжести (на 10 — 15 миллигал) внутри этого овала вызвано гранитными интрузиями. Однако вследствие широкого развития монотонной толщи эффузивов детали структуры этой зоны неизвестны. Узкое отступление изоаномал гравиметрического поля в северо-восточном направлении, совпадающее со стыком Успенско-Каркаралинской и Чингизской зон, точно соответствует узкой зоне Кувинской, Ансорской и Сюрюлинской мульды. Необходимо подчеркнуть, что эта узкая аномальная зона по границе с подзоной Чингиза является частью более протяженной субмеридиональной зоны повышенных градиентов силы тяжести с линейно вытянутыми магнитными аномалиями, вызванными эффузивами. Эта узкая характерная зона совпадает на значительном протяжении с Токрауским синклинорием, затем прослеживается на гравиметрической карте еще на 150 км к югу от озера Балхаша, в районе песков Сары-Ишик-Отрау.

Остальная площадь первой зоны включает хребет Чингиз (Акбастау-Чингизский и Аркалыкский антиклинории—подзона I-a) и характерные антиклинальные структуры субмеридионального северо-восточного простирания; Казык-Итмурунский и Кызыл-Эспинский антиклинории, антиклинорий Чу-Илийских гор. Совершенно ясно, что выделяемые здесь узкие антиклинальные зоны различно отражены в гравиметрическом поле. Так, антиклинории Чингиз, Аркалык и Акбастау в гравиметрическом поле ясно не выражены, в то время как Иртышская синклинальная зона, Северо-Балхашский синклинорий (включая Казык-Итмурунский антиклинорий) выражены в гравиметрическом поле очень отчетливо. Этими примерами гравиметрической характеристики структур качественно иллюстрируется причина аномальных полей этой зоны, а именно: повышенное значение отрицательных аномалий и образование ясно локализованных аномальных полей связаны с мощным развитием кластических и туфогенных толщ девон-карбонового яруса. Эти структуры Н. Г. Маркова выделила под названием синклинальных зон, мощность девоно-карбоновых отложений в которых достигает 6 и более километров. Невыраженность в гравиметрическом поле структур между Северо-Балхашским и Иртышским синклинориями обуславливается здесь малой мощностью пород девон-карбона (в Абралинской депрессии менее 1200 м). Действительно, при разности плотностей между нижним и средним палеозоем в 1/40 аномалия, вызываемая толщей в 1,2 км, будет 5 миллигал. Следовательно, даже не затрагивая вопроса об абсолютном значении аномалий, сама дифференцированность изображаемых полей не может быть отражена на наших схемах, точность которых соответствует графическому материалу, где изоаномалы проведены через 10 миллигал. При мощностях же среднепалеозойских пород в 6 — 7 км вызываемая ими аномалия достигает 20—30 миллигал, что и соответствует действительно наблюдаемым эффектам в Иртышской и Северо-Балхашской синклинальных зонах. Укажем попутно, что восточнее Иртышской синклинальной зоны структуре Чарского антиклинория соответствует синклиналь в нижнепалеозойском основании и увеличение в этой синклинали мощности девон-карбона до 10 км. В результате такого положения антиклинальной структуре здесь ясно соответствует отрицательная аномалия в 30 миллигал. Кроме того, в противоположность кристаллическому массиву Казахстана, здесь в связи с ничтожной ролью в разрезе эффузивов широко развиты отрицательные магнитные аномалии.

Структура Ц. Казахстана на основании анализа гравиметрич. и магн. полей 65

Полоса, заключенная между озером Балхашом и зоной линейно вытянутых повышенных градиентов, включает в себя упоминавшиеся уже характерные положительные аномальные поля, приуроченные к антиклинориям, которым А. А. Богданов дал следующие названия (номера соответствуют номерам схемы): 4 — Акадыр-Карагинский, 5 — Кзыл-Эспинский, 6 — Чу-Илийский, 13 — безымянная, ясно выраженная линейно вытянутая положительная аномалия вызвана структурами типа Чу-Илийского антиклинория, погребенного под третичными отложениями.

Основанием для трактовки Кзыл-Эспинской и Акадыр-Карагинской структур как антиклинориев, повидимому, послужило наличие выходов в пределах их осей докембрийских пород и гранитов. Между этими охарактеризованными положительно аномалийными антиклинориями расположены депрессии, названные А. А. Богдановым синклинориями (Токрауский, Саргольский, Бетпакадалинский). Для синклинориев указывается следующее значение мощностей: для Саргольского синклинория мощность карбона и девона представлена исключительно эффузивами в 2000—2500 м; плотность эффузивов этой серии порфиров и альбитофиоров по нашим определениям 2,63, т. е. близка к средней плотности, принятой нами при введении редукции Буге (т. е. при вычислении аномального поля), в силу чего эти толщи не дали каких-либо выраженных замкнутых аномальных полей.

Антиклинальные зоны при прежних тектонических построениях (А. А. Богданов) протягивались во внутреннюю площадь, в верховья р. Атасу (т. е. соединялись с Атасульским массивом) и в верховья р. Жан-Ман-Сарысу в район гор Костангол. На самом деле анализ структурно-геологических данных показывает неправильность такой трактовки, ибо даже, независимо от геофизического поля, внутренние структуры внутренней части первой зоны существенно отличны геологически и по очертанию определяющих структур. В действительности Прибалхашские структуры имеют субмеридиональное направление и выходы древнейших пород в их ядрах как бы обрублены по тектонической линии. Эта линия проходит через горы Булат (где на протяжении 50—60 км метаморфический комплекс Чу-Илийских гор резко оборван и сменяется эффузивами девона) в район Кзыл-Эспе (где смыкаются под прямым углом Аксорапский и Кзыл-Эспинский гранитные массивы) и еще далее через Бектау-Ата к востоку, к северному окончанию Северо-Балхашского синклинория. С этой линией совпадает полоса линейно вытянутых гравитационных градиентов. Структуры же, находящиеся между этой тектонической линией и Успенско-Каркаралинской зоной, подчинены очертанию ранее описанной рамы внутренних структур овалыных аномальных полей Атасульского и Восточного. Очень существенным является следующее различие в мощностях и характере структур: для узких линейно вытянутых антиклиналей приозерной части характерно развитие на их крыльях маломощных эффузивных свит девон-карбона; во внутренней же части сравнительно мощные, до 8 км (против 2,5), толщи девон-карбона более чем на 50% сложены осадочными свитами. Гравиметрические данные прямо указывают, что относительные положительные аномалии характеризуют именно узкие антиклинали субмеридионального и северо-западного простирания, а значительные по площади недифференцированные отрицательные аномалии характеризуют внутренние части первой зоны (большие овалы). Эти гравиметрические и геологически различные зоны сопрягаются по линейно вытянутой зоне повышенных градиентов, которая может трактоваться только как зона соприкосновения двух совершенно различных (структурно и фациально) блоков земной коры, сопряженных по сравнительно узкой зоне типа глубинного разлома.

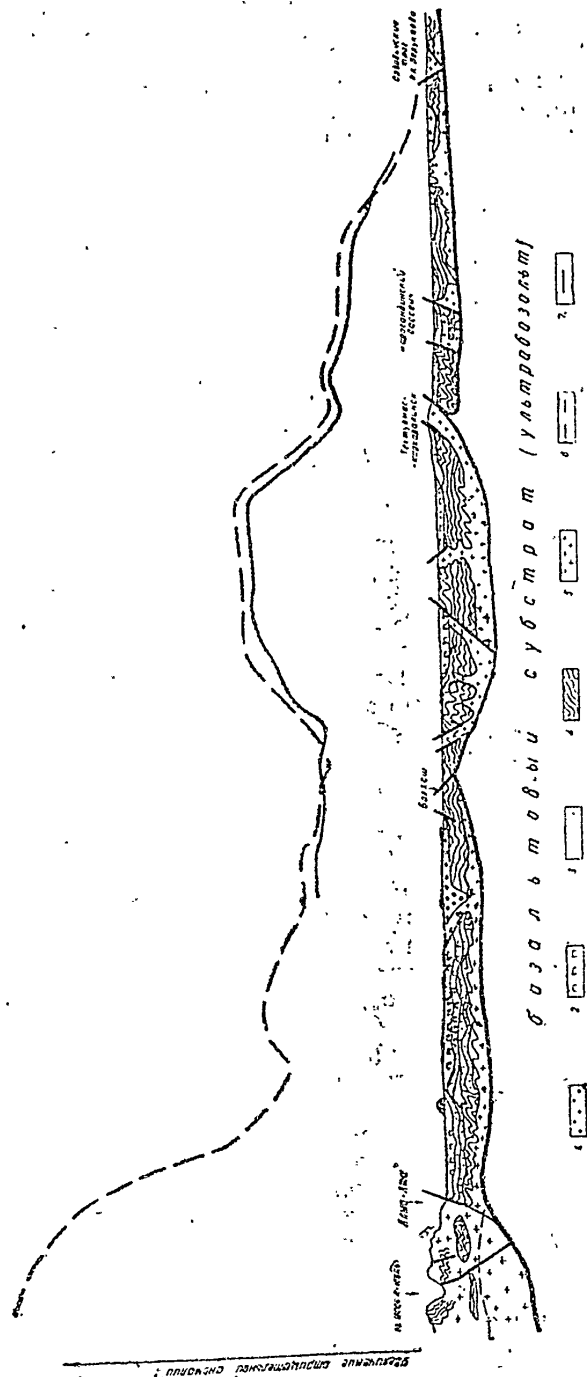


Рис. 3. Схема строения коры по меридиональному разрезу через Центральный Казахстан. Условные обозначения: 1—кластиче-
ские осадки мезокайнозой, 2—эффузивы D-C, 3—кластические осадки карбона и силура, 4—докембрий и нижний палеозой,
5—граниты, 6—аномалия Буге на уровне наблюдения Δg , 7—аномалия Буге на высоте $\Delta g 5 + 10$ км.

Кривая изменения Δg на высоте 5 и 10 км вычислена по формуле решения задачи Дирихле $U(p) = \frac{h}{2\pi} \int \frac{df}{r^3}$ с радиусом
интегрирования 200 км. Смысл построения кривой сводится к тому, что на большой высоте все локальные поля пропадут и
останется только региональное поле. Как видно из сравнения кривых, приведенных на рисунке, кривая на уровне земной
поверхности мало отличается от кривой на уровне 5 и 10 км и, следовательно, поле локальных аномалий ничтожно по сравне-
нию с региональным, послужившим для построения по формуле Рэнбоу основной поверхности раздела. Соотношение между
вертикальным и горизонтальным масштабами приблизительно составляет единицу.

за
ро
За
на
те
не
10
ро
ве
ан
но
ро
зд
те
зо
уст
ра

го
лы
зап
тов
ма
той
же
гра
ова
800
вае
дево

раб
вых
хар
кар
400-
ми
поло
вод
выз
доч
тас
тоид
аном

отно
стру
в ос
возм
числ
данн

1
Кара
верхн

Структура Ц. Казахстана на основании анализа гравиметрич. и магн. полей 67

Интерпретация гравиметрического профиля через Центральный Казахстан показывает, что на фоне сравнительно постепенного уменьшения величины отрицательной аномалии от подножья Тянь-Шаня на север к Западной Сибири в пределах центральной части первой зоны мы имеем на протяжении 200 км резкий провал — увеличение значения отрицательных аномалий на 60 миллигал. Это положение могло бы быть объяснено увеличением здесь мощности осадочных толщ девон-карбона на 10—15 км или наличием глубокого погружения снапического гранитизированного основания в ультрабазитовый горизонт земной коры, что более вероятно. Подсчеты показывают, что граница слоя, вызывающего такую аномалию, наклонена под углом 30—40° внутрь центрального аномального поля. Глубина центра «аномальных масс» — около 20—25 км. Вероятная глубина залегания докембрия — 10—15 км. Таким образом, мы здесь имеем дело с общим увеличением толщи земной коры в форме длительной формировавшегося и ограниченного дизъюнктивными нижнепалеозойского погружения. В результате последних работ в восточной части установлены широкое развитее и значительные мощности верхнего силура в песчано-глинистых фациях¹.

Охарактеризуем теперь западную границу центрального аномального поля с северо-западными структурами Чу-Илийских гор и Бетпак-Далы. Западная граница центрального аномального поля I проводится по западной линейно вытянутой зоне повышенных гравитационных градиентов. Субмеридиональное (северо-северо-западное) направление изоаномал в этом районе сильно искажается на площадях развития гранитондов, массивов Куу и Каратас. Этот факт можно объяснить как наложение отрицательной гравитационной локальной аномалии, вызываемой гранитами, на общее аномальное поле внутренней подзоны (поле двух овалов). В этой же области имеется значительная, доходящая до 800 гамм, магнитная аномалия. Аномальное магнитное поле протягивается здесь до 47° с. ш., охватывая поле развития эффузивов нижнего девона, прорванное вышеуказанными интрузиями.

Эффузивы девона являются сами по себе магнитными, но наш опыт работ в Карагандинском районе показывает, что магнитные аномалии на выходах гранитных массивов достигают тысяч гамм и имеют устойчивый характер, тогда как при переходе со слабомагнитных осадочных толщ карбона на магнитные эффузивы девона аномалии достигают только 400—500 гамм и ход магнитного аномального поля над этими эффузивами имеет типичный пилообразный характер. Кроме того, гравитационное поле в районе развития эффузивов не возмущается. Отсюда следует вывод, что как магнитные, так и локальные гравитационные аномалии здесь вызваны крупным массивом гранитоидов. Частью этого перекрытого осадочно-эффузивными толщами массива являются интрузии Куу и Каратас. Приближенные расчеты дают для центра возмущающих масс гранитоидов: по гравитационной аномалии — глубину 21 км и по магнитной аномалии — глубину 17 км.

Как уже указывалось, большое развитие линейно вытянутых полей относительных положительных гравиметрических аномалий вызвано структурой антиклинория Чу-Илийских гор с зоной развития докембрия в осевой части (поле 6 на схеме). Вычисление глубины залегания центра возмущающих масс этого антиклинория дает величину в 14 км. Это вычисление позволяет оценить мощность осадочной оболочки, которая в данном случае оказывается около 30 км (по геологическим данным сум-

¹ Современные данные заставляют считать, что погружения площади между Карагандой и Северо-Балхашскими субмеридиональными структурами начались в верхнем силуре.

ма мощностей ордовика, готландия и нижнего девона равняется 6 км, а среднего, верхнего девона и карбона — 4 км; следовательно, остальная величина мощности обусловлена смятием и наличием мощного протерозоя). Наличие такой мощной антиклинальной структуры, сопровождающейся гравитационной аномалией всего в 25—30 миллигал, указывает, что мощность гравиметрически активных толщ (которые могут быть фиксированы геологически) при вероятной разности плотности в $1/10$ составляет всего 7—8 км. Эти геологически фиксированные толщи могут быть амфиболитами и основными породами протерозоя. При рассмотрении этой проблемы надо привести к согласию расчетные данные и геологические соображения, а именно: получающуюся расчетом глубину залегания возмущающих масс и факт выхода докембрия. В результате расчета средняя избыточная плотность возмущающих масс получается 0,03. Следовательно, наиболее вероятной геологической гипотезой, удовлетворяющей гравиметрические данные, будет предположение о наличии здесь в начальных стадиях геосинклинального процесса глубокого погружения, обусловившего проникновение в верхние сланические горизонты основной магмы и формирование рассеянных в сланической массе ультраосновных массивов.

Расположенная западнее полоса отрицательных аномалий (12 на схеме) вызвана зоной развития турнейских средневерхнекарбовых, а на продолжении этой зоны к Джезказгану даже пермских осадочных толщ. Однако в пределах центральной части этой аномалии, в куполовидных складках Кемпир-Токур, выходят также песчаники и конгломераты Джезказганской свиты. Изгиб изоаномал в юго-восточной части овала почти точно следует простиранию пород Джезказганской свиты. Эти породы образуют в районе Тес-Булака брахисинклиналь с длиной осью северо-восточного направления. Мощность осадочных свит известняков и конгломератов (средний девон — верхний карбон) достигает здесь 7 км, из них на Джезказганскую свиту падает около 2 км. Эта структура, охарактеризованная отрицательной гравиметрической аномалией, генетически ясно сопряжена с антиклиналью Чу-Илийских гор. Д. И. Яковлев и Н. С. Зайцевым совместно с И. В. Покровской указывалось, что средневерхнедевонские аркозы этой зоны состоят из продуктов дезинтеграции гранитов, развитых восточнее.

Заканчивая структурно-геофизическое описание первой зоны, остановимся на общих чертах связи гравиметрического поля этой зоны со структурами.

Как мы видели, отрицательные аномалии этой зоны связаны, как с синклинальными, так и антиклинальными структурами. Для антиклинальных структур, характеризующихся отрицательными аномалиями, присущи значительная мощность пород девон-карбового яруса и малая роль в этих толщах эффузивных пород. В явно антиклинальных структурах, как, например, в пределах хребтов Чингиз, Акбастау, Аркалык, ввиду малой мощности пород девон-карбового яруса в межшарнирных зонах (в мульдах) гравиметрическое поле не отражает структур. Более или менее ясно выраженные положительные аномалии первой зоны вызываются либо антиклинальными структурами северо-западного простирания с протерозоем и нижним палеозоем в ядре, либо участками интенсивных новейших смятий и поднятий при близком к поверхности залегании древних пород и малой мощности пород девон-карбового комплекса.

Так или иначе, гравиметрическое поле этой части первой зоны Центрального Казахстана характеризует в основном древние доварисские структуры, выраженные узкими зонами опусканий. Эти узкие опускания

(«прогибы») и поднятия характеризуются длительным формированием, охватывающим половину эры или даже целую эру.

Единственным примером формирования подобных структур в настоящее время являются районы глубоководных депрессий Восточной Азии¹. Глубинные внутренние депрессии в пределах архипелагов являются формирующимися в современных условиях аналогами узких линейных структур нашей зоны. Выделенные еще Н. Г. Кассиным эти характерные для Центрального Казахстана узкие линейные структуры являются участками смятия и глубокого погружения сиалических масс в геосинклинальной области и с современной точки зрения представляют внутренние поднятия и частные прогибы (28), сформированные в основном в каледонский и ранневарисский этапы и возрожденные движением по разломам в альпийскую эпоху².

Карагандинская зона — II

Вторая структурная зона заключена между областью глубинного разлома Успенско-Каркаралинска и Атбасар-Селетинской зоной повышенных градиентов.

Уже в пределах северной части предыдущей зоны, по мере приближения к северу, в антиклинальных структурах изометрических овалов замечалось сильное изменение направления структур, которое очень хорошо заметно на картах разломов, трещин и даек (см. рис. 2). Так, например, северо-северо-западное и частично меридиональное направление крупных дизъюнктивов в пределах Атасуйского антиклинория в районе южного окончания Кайрактинской мульды переходит в северо-северо-восточное, т. е. приобретает простирание зон расщепления и смятия Успенско-Каркаралинского глубинного разлома.

В пределах второй структурно-геофизической зоны ориентировка структур резко подчинена дизъюнктивным ограничениям этого блока. Это положение совершенно точно выполняется для всех структур в девон-карбонovém ярусе, но даже в разорванной докаледонской, может быть салаирской, субмеридиональной структуре Еременьтау-Ниязского антиклинория, в ее северной части заметно приспособление структур к направлению регионального Тениз-Селетинского разлома. В крайней западной части второй зоны, в районе бассейна р. Джаксыкон, в конфигурации гравиметрического поля различаются аномалии, имеющие Г-образные очертания. Эти Г-образные аномальные поля соответствуют таким же характерным Г-образным синклиналим структурам, выполненным осадочными отложениями верхнедевонского, нижнекарбонového ярусов и находящимся в поле эффузивных и красноцветных толщ, главным образом, нижнего девона.

Также ориентированы и оконтуривающие более крупные структурные комплексы — магнитные аномальные поля этой зоны. Эти магнитные аномалии вызваны эффузивами девона, слагающими здесь антиклинали, протянутые по простиранию зон до дизъюнктивно ограниченного блока гранитов верхнедевонского возраста. Южное отрицательное аномальное Г-образное (15 на схеме) поле связано с отрицательной гравиметрической аномалией блока бассейна р. Джаксыкон с синклиналью, сложенной осадочными девон-карбонowymi толщами. Г-образность этих структур обусловлена наличием механического притыка меридиональных

¹ Имеются в виду глубоководные «индонезийские» или молуккские депрессии (30, стр. 118).

² Мы имеем механические аналоги этих узких линейных структур и в альпийских геосинклиналях, например меловые поднятия и прогибы района оз. Севана.

структур Улу-Тау с общими для всей зоны широтно направленными структурами. Положительная аномалия этой зоны связана с полями распространения верхнего и нижнего силура (описание начато с западных структур ввиду их сравнительного своеобразия и специфических черт, не характерных для всей зоны в целом).

Переходим теперь к общему описанию полей. Как известно, вторая зона нашего районирования существенно отличается от первой широким развитием хорошо изученных здесь осадочных толщ карбона, в то время как стратиграфические построения до настоящего времени в разрезах карбона Северо-Западного Прибалхашья (Бектау-Ата) и Токрау-Кзылрайского района примерно на 60—70% отводим эффузивно-туфовым толщам (преимущественно кислой фации). Средний палеозой второй зоны, начиная уже со среднедевонских свит, представлен осадочно-известняковыми толщами. В целом площадь второй зоны может быть охарактеризована так же, как площадь распространения огромных грабенобразных мульд в субстрате эффузивного нижнего девона. В настоящее время мы различаем эти структуры в чрезвычайно трансформированном виде.

По самой южной границе второй зоны проходит полоса линейно вытянутых повышенных градиентов шириной 30—40 км. Эта полоса восточно-северо-восточного простираения является продолжением меридиональной полосы повышенных градиентов, отделяющих внутреннюю часть первой зоны от узких структур северо-западного простираения Бетпак-Далы. Полоса повышенных градиентов на этом участке заключена между Успенско-Каркаралинской зоной разломов и Коктас-Жартасской зоной смятия. Это пространство на значительном протяжении сложено породами голландия (так называемой Сарыкульской свитой А. А. Богданова) и включает в себе линейно вытянутую полосу пород Уртыпжальского комплекса шириной в 5—10 км. Параллельно этой полосе вытянуты гравиметрические и значительно большие магнитные аномальные поля.

Необходимо подчеркнуть, что эта зона линейно вытянутых градиентов, сопровождающих глубокий разлом восточно-северо-восточного простираения Успенка — Каркаралинск, слабо выражена в западной части и здесь продолжение этого глубинного разлома намечается на основании резкой смены типов гравитационного поля (а значит и типов структур) к югу и северу от линии продолжения разлома.

В самом деле, глубокие вытянутые аномалии Бетпак-Далы на рисунках (6), (12) и (13), на участке, несколько южнее железной дороги, обрываются и сменяются структурой Улу-Тау и слабо дифференцированным гравитационным полем субширотного восточно-юго-восточного направления Сарысу-Тенизского водораздела. Изоаномалы к северу от Центральной части Успенско-Каркаралинской зоны почти точно огибают собственно Карагандинскую мульду (с Карагандинской, Чурбай-Нуринской и Верхне-Сокурской синклиналиями). С запада гравиметрическая аномалия ограничена Тентекским сбросом. Региональная магнитная Карагандинская аномалия гораздо обширнее. Она протягивается по широте до бассейна р. Кулан-Утмес почти на 180 км. Продолжение этой магнитной аномалии можно проследить и дальше, в пределах антиклинального бассейна р. Джаксыкон.

В связи с нашими работами в Карагандинском бассейне были изучены физические характеристики горных пород бассейна, обуславливающие магнитное и гравитационное аномальные поля. По кернам скважин среднее значение плотности разреза карбона от Аккудукской свиты до Долинской составляет 2,56. Среднее значение магнитной восприимчивости колеблется от 36 до $188 \cdot 10^{-6}$. Плотность эффузивной толщи — 2,63.

Ри
зи
же
кр

Кр
ле
ст
на
ме
гр
лу
но
но

1
до

Структура Ц. Казахстана на основании анализа гравиметрич. и магн. полей 71

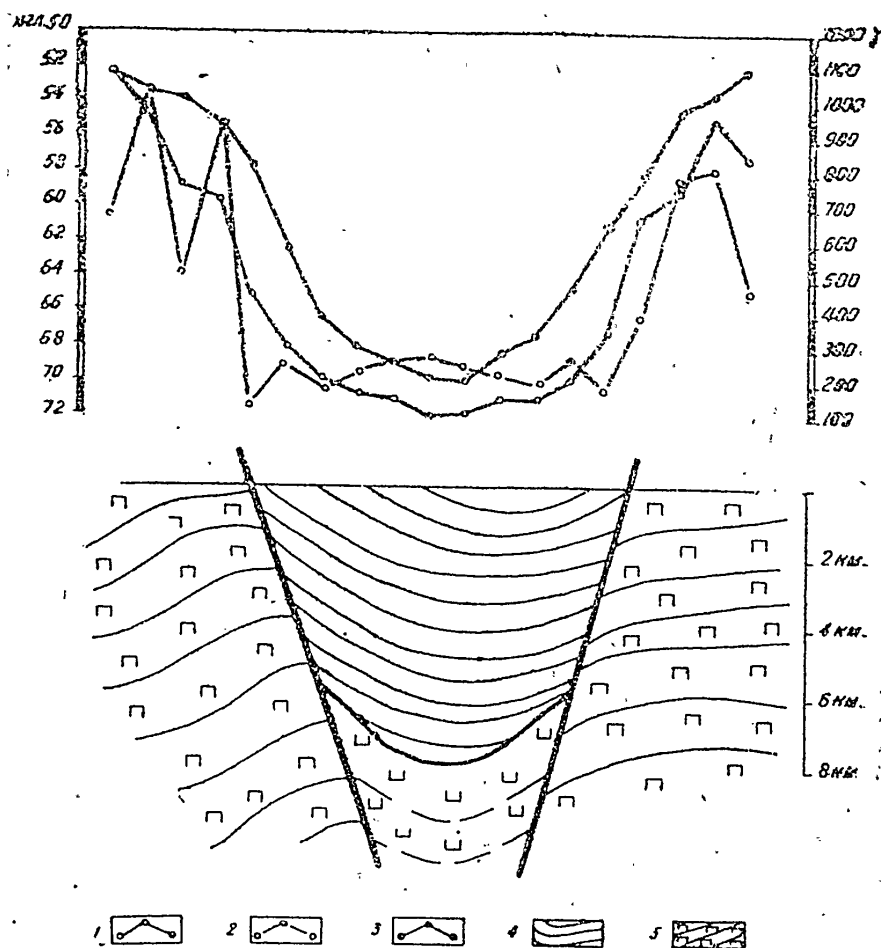


Рис. 4. Кривые Z и Δg над грабеном, выполненным кластогенным карбоном в эффузивном девоне (вторая зона). Условные обозначения: 1—кривая аномалии силы тяжести (Буге), 2—кривая вертикальной составляющей земного магнитного поля, 3—кривая, вычисленная по полетке Гамбурцева. 4—песчаники и алевроиты карбона, 5—магнитно-активные эффузивы девона и породы силура.

Кроме того, среднее значение разности плотностей может быть определено по гравиметрическим профилям через узкий грабен Самарской структуры (рис. 4), мощность карбона в котором хорошо известна и равна 5 км, откуда разница плотностей по соответствующим кривым гравиметрических аномалий оказывается равной 0,18. В состав окружающих грабен пород входят эффузивы нижнего девона — 1000 м, верхнего силура — 2000 м и нижнего силура — 2000 м. Следовательно, средняя плотность окружающих пород равна 2,66, откуда расчетная разность плотностей с карбоном составляет 0,1.

Магнитная восприимчивость эффузивов девона — 1000 — 2000 $\cdot 10^{-6}$ cgs, отношение остаточного магнетизма к индуцированному от 4 до 15 и средняя интенсивность намагничивания — 1600 $\cdot 10^{-6}$ cgs.

Эта огромная разница в магнитных свойствах эффузивов девона и

карбоновой толщи позволяет точно оконтуривать районы грабенообразных структур, выполненных карбоном, и уверенно трассировать сбросы. Именно таким образом были протрассированы Майкудукский и Тентекский разломы.

Полученные данные о физических свойствах горных пород позволяют ставить более определенно вопрос о природе карагандинской магнитной аномалии. При расчете по способу Казанского глубина центра тяжести магнитно-аномальных зон оказывается равной 7,5 км, а мощность магнитно-активных масс — 15—20 км. Все это вместе взятое заставляет считать, что в пределах Карагандинской аномальной зоны мы имеем дело не с покровом эффузивов, а с верхней частью крупного интрузивного массива (вроде Каркаралинского и, повидимому, многофазного), связанного с Коктас-Джартасской зоной смятия. В пределах кровли этого массива располагается как собственно Карагандинская структура, так и угленосные участки Тентека, Самарки и Завьяловки, т. е. узкие грабены, в которых мощность карбона почти равна ширине участка. Другими словами, можно сказать, что после формирования единого карбонового бассейна в варисское время в результате верхнепалеозойских и нижнемезозойских движений он был расчленен на те фрагментарные структуры, которые мы и наблюдаем¹.

Непосредственно к северу от карагандинской мульды развиты относительно положительные аномалии, связанные с Ерементауской структурой Салаирского возраста (на схеме поля 18 и 23). Непосредственно сама ось Ерементауского поднятия в гравиметрическом поле нашей карты не выражена, меридионально вытянутые положительные аномалии проходят восточнее и, повидимому, связаны здесь с развитием амфиболитового протерозоя под маломощной покрывкой эффузивов. Несмотря на современные нисходящие тенденции этого блока, в восточной части Улентинской депрессии они характеризуются положительной аномалией Буге, которая в данных конкретных условиях может проявляться только наличием избыточных масс, например амфиболитового протерозоя, который на самом деле здесь присутствует (тогда как в осевой части поднятия его нет и там развита кварцитовая серия). Однако возможно, что положительная аномалия здесь обусловлена наличием спилитов южного кембрия. Эти же соображения относятся и к полю положительных аномалий, расположенному к востоку от Ниязской структуры (на схеме 18), которая так же, как и Ерементауская, вызвана кварцовой серией протерозоя. Развитый восточнее девон представлен маломощными отложениями, образующими пологие структуры. Поле положительных аномалий крайней восточной части (на схеме 21) также, возможно, смещено по отношению к выходам более древних пород к западу в сторону Улентинско-Чидертинской депрессии. Причина, вызывающая аномалию к югу от Ниязского антиклинория (на схеме 18), не ясна. В связи с наличием здесь меридиональных разломов возможно (особенно в связи с ее диагональным направлением), что она вызвана наличием основных пород в зоне разлома². Особенно ясно выражена в гравиметрическом поле отрицательная аномалия в 20—30 миллигал (на схеме 20), вызванная крупной Борлинской карбонатной мульдой.

А. И. Егоров в 1945 г. обратил внимание на тот факт, что мощность, подстилающая угленосные отложения Аккудукской и Ашлярикской свит,

¹ Это, конечно, несколько не противоречит тому, что общая мощность угленосных свит должна уменьшаться от области наибольшего погружения собственно Карагандинского бассейна к его периферии — Улу-Тау и Майкюбень.

² Характер магнитных аномалий в пределах Иртышской депрессии делает это предположение весьма вероятным.

по мере удаления от Караганды на север и северо-восток уменьшается, причем в промежутках между Экибастузским и Куу-Чакинским прогибами эти свиты становятся очень незначительными по мощности. На этом общем фоне выделяется своей сравнительно повышенной мощностью (500 м) Борлинская мульда, тогда как в Сары-Адыре она равна 240 м, в Богумбае — 160 м и в Коксенгире — 130 м. Мощность же всей карбоновой толщи, по данным Егорова, более 700 м, а девона — более 2,5 тыс. м (конгломераты, песчаники).

По современным данным, суммарная мощность кластогенного девона здесь около 5 тыс. м, а карбона — 1200 м. Оконтурена Борлинская мульда породами Ерементавской серии. Таким образом, преобладающее опускание этой угленосной зоны и накопление в ней кластогенных сравнительно мощных толщ и является причиной ее отрицательной аномалии.

К северу от Борлинской мульды и структур Ерементав-Тау мы имеем замечательную, открытую Р. А. Борукаевым, структуру: ордовичский (карадокский) флишевый трог. Эта структура представляет сравнительно узкую (шириной до 20 км) зону развития флишевых толщ ордовика мощностью до 3 тыс. м, заключенную между блоками протерозоя и кембрия. Она прослежена более чем на 200 км и в гравиметрическом поле пространственно совпадает с участком зоны повышенных гравиметрических градиентов северо-восточного простирания, проходящей между Акмолинском и Селетой, а далее поворачивающей вдоль Иртышской впадины к юго-востоку (г. Семипалатинску). Зона линейно вытянутых выдержанных, хотя и сравнительно наибольших градиентов, протягивается до озера Тенгиз-Кургальджин.

На продолжении Селетинского флишевого трога к востоку-северо-востоку и далее, в пределах уже Западной Сибири, развиты характерные долины древнего стока (древние ложбины), тектоническое происхождение которых доказано. Наконец, именно в пределах этой зоны проходит граница между фациально различными Карагандинско-Селетинской и Северо-Казахстанской или Кокчетавской зонами. Все это позволяет с уверенностью трассировать здесь дизъюнктивное сопряжение типа глубинного разлома второй и третьей структурных зон Центрального Казахстана.

Нами не освещены аномальные поля крайней восточной части второй структурной зоны. В пределах этого участка геологически выделяются два антиклинория: Майкаин-Экибастузский и Баян-Аульский. В гравитационном поле мы здесь отчетливо различаем только один контур отрицательных аномалий, совпадающий с полем гранитов южнее Баян-Аула (в том числе Эдрейского плутона). Интересным обстоятельством является то, что в магнитном поле Эдрейский магнитный массив выражен не обычной для гранитов Центрального Казахстана сильной положительной аномалией, а отрицательной. За исключением этой крупной отрицательной аномалии, поле этого района характеризуется диагонально пересекающимися его изогаллами, выражающими описанную выше зону повышенных градиентов, протягивающуюся к Семипалатинску и связанную с сопряжением кристаллического массива Центрального Казахстана с Иртышской депрессией. Это сопряжение почти на всем протяжении фиксируется сравнительно узкой линейно вытянутой площадью положительных аномалий и повышенных градиентов, протягивающейся от озера Селеты-Тениз до Семипалатинска. По борту впадины протягивается серия удлиненных гранитных тел (Бештан, Кузган), с которыми в южной части зоны связаны положительные магнитные аномалии.

Граница между второй и третьей зонами в западной части проходит в пределах Тенизской мульды, которая очень слабо выражена в грави-

метрическом поле (не пропорциональна ее размерам). Вместе с тем с площадями озер Тениз и Кургальджин совпадает, хотя и небольшая, но ясно выраженная отрицательная гравиметрическая аномалия, что указывает на древность этой депрессии внутри впадины. Причина слабой выраженности Тенизской мульды в гравиметрическом поле может быть связана с наличием здесь мощной зоны повышенных градиентов, затушевавших выражением глубинного гравиметрического поля все второстепенные детали.

Чрезвычайно ясная магнитная аномалия к северу от Акмоллинска представлена слабо изученным Вишневским гранитным массивом. Здесь огромная ясно очерченная положительная аномалия магнитного поля вызвана выходящим в его ядре сравнительно небольшим гранитным массивом. Конфигурация изолинии вертикальной составляющей указывает, что здесь имеется большое гранитное тело, перекрытое в своей восточной части девонскими кластическими отложениями. Неглубоко залегающая кровля этого массива падает полого на северо-восток.

Северная зона — III

Третья структурная зона имеет еще менее дифференцированное гравиметрическое поле, чем вторая. Она отличается от второй зоны наличием чрезвычайно характерных, развитых в западной части зоны структур северо-восточного простирания, отраженных в гравиметрическом поле. Характерной чертой гравитационного поля Северного Казахстана является широкое развитие относительных положительных аномалий для площадей, сложенных докембрийем и нижним палеозоем, и относительных отрицательных аномалий для всех полей развития гранитоидов. Магнитное поле этой зоны характеризуется наличием значительного количества ясно локализованных магнитных полей того типа, который на картах Н. Е. Малининой (24) выражен не изолиниями, а штриховкой. Причина такого изображения аномалий на картах заключается в скачкообразном изменении магнитного вектора в этой области. Такое изменение магнитного поля характерно для сильно магнитных основных интрузий и скарповых тел. Граница второй и третьей зон, как уже указывалось, в восточной части проходит вдоль открытого Борукаевым ордовичского трога, а в западной она проводится нами по линейно вытянутым изоаномалам, проходящим полосой от Акмоллинска к северному окончанию антиклинория Улу-Тау на широте 55° . Проведенная таким образом граница вместе с тем точно отделяет широтные карагандинские и меридиональные структуры Улу-Тау от структур северо-восточного простирания в западной части третьей зоны.

Общая конфигурация структур третьей зоны Северного Казахстана, выявленная на основании анализа гравиметрического поля, в общем совпадает со структурами, выраженными на геологических картах, и может быть только несколько подчеркивается этим полем. В пределах Тенизской впадины имеет место очень большая по площади, но неглубокая положительная аномалия. Ее контуры точно подчинены контурам Ладыженской и Аукельбекской наложенных мульд А. А. Богданова (8). На нашей схеме это будет контур 25-А. Центральная часть этой аномалии совпадает с полем перми с центром у маленького озера Аукельбек. С осью этой гравитационной аномалии совпадает небольшой положительный максимум магнитного поля. Природа положительной аномалии Тенизской впадины, пространственно связанной с синклинальной структурой, для которой указываются огромные мощности среднего и верх-

него палеозоя, не известна. Ясно одно, что огромные цифры мощностей карбона и перми (6400—6700 м), которые указываются для центральных частей Тенизской впадины, нуждаются в проверке. Можно, конечно, предполагать здесь развитие верхнепалеозойских отложений на субстрате антиклинали в нижнепалеозойском структурном ярусе или считать, что здесь мы, в отличие от линейных отрицательных аномалий областей погружения, имеем положительную аномалию, характерную для погружений изометрических площадей «бассейнов», но это представляется нам менее вероятным.

Непосредственно к этой синклинали прилегает с северо-запада более узкая, ясно выраженная Шоптыкульская синклиналь также с пермскими отложениями в ядре. Этой синклинали соответствует точно ее оконтуривающее аномальное отрицательное поле (на схеме 25). Параллельно этой аномалии, далее к северо-востоку, проходит узкое поле того же северо-восточного направления положительной аномалии (на схеме 26), совпадающее с узкой зоной нижнепалеозойских и докембрийских структур Джаркаин-Агач. Еще далее, в этом же северо-восточном направлении, развито обширное поле относительных отрицательных аномалий той же северо-восточной ориентировки, совпадающее с полем нижнепалеозойского складчатого комплекса Джаркаин-Агачского антиклинория (8). Центр этой аномалии совпадает с Ишимской наложенной мульдой. Это громадное поле отрицательных аномалий протягивается до Зерендинского массива, который довольно точно оконтуривается сравнительно высокими отрицательными аномалиями. Причина отрицательных аномалий этой зоны заключается в значительной мощности смятых крутопадающих сланцевых толщ Шансайской свиты, тогда как в пределах расположенных к северу структур северного крыла Калмыккульского синклинория, Михайловской мульды и Марьевского синклинория, сложенного диабазовыми порфиритами, имеет место ясно выраженная положительная аномалия, что свидетельствует о незначительной мощности здесь толщ верхнего структурного яруса.

В западной части этой площади в пределах главной западной части отрицательных аномалий имеются огромные площади карбона и крупные депрессии (Шолак, Красная), выполненные третичными отложениями.

Следующее огромное поле положительных аномалий (на схеме 28) характеризует довольно протяженную структуру явно антиклинального характера. Эта антиклинальная структура, характеризующаяся положительной аномалией, выражена выходом к Ишиму широкой (более 45 км) полосой докембрия, протягивающейся сюда от самого Кокчетава вдоль северного контакта Зерендинского массива. Эта зона развития докембрия, протягивающаяся от так называемой Акан-Бурлукской мульды до Ашанинской мульды — севернее Ольгинского гранитного массива, осложнена синклинальными структурами с выходами нижнего палеозоя, девона и карбона. Структуры эти тракуются А. А. Богдановым как мульды.

В целом западная часть палеозоя третьей зоны характеризуется пологовым строением слабо дифференцированного гравитационного поля, выраженного параллельным чередованием положительных и отрицательных аномалий. Нашими геофизическими работами выяснена тектоническая природа чередования этих зон. В отличие от трактовки, данной А. А. Богдановым, тут мы имеем тектоническое сопряжение сравнительно узких панпараллельных зон северо-восточного простирания, характеризующихся в геофизическом поле чередованием зон малых скоростей в малых электрических сопротивлениях такой же конфигурации (геофизиче-

ское выяснение природы этих зон необходимо из-за почти сплошной задернованности территории).

Более подробный анализ гравитационного поля показывает, что здесь внутри огромных, протягивающихся на сотни километров, параллельных структурных блоков северо-восточного простирания развиты внутренние структуры северо-восточного простирания, иллюстрирующие обычный структурный рисунок этого участка на геологической карте.

Важно отметить, что в результате геофизических работ получили подтверждение данные Е. Д. Шлыгина (40) о наличии надвига в северном борту Тенизской впадины. Этот надвиг протягивается до контакта с Зерендинским массивом. Как видно из рис. 5, не только структура массива подчинена общему плану дизъюнктивной тектоники северо-восточного простирания, но непосредственно на продолжении надвига внутри интрузии имеются расколы, фиксированные последующими более магнитными инъекциями.

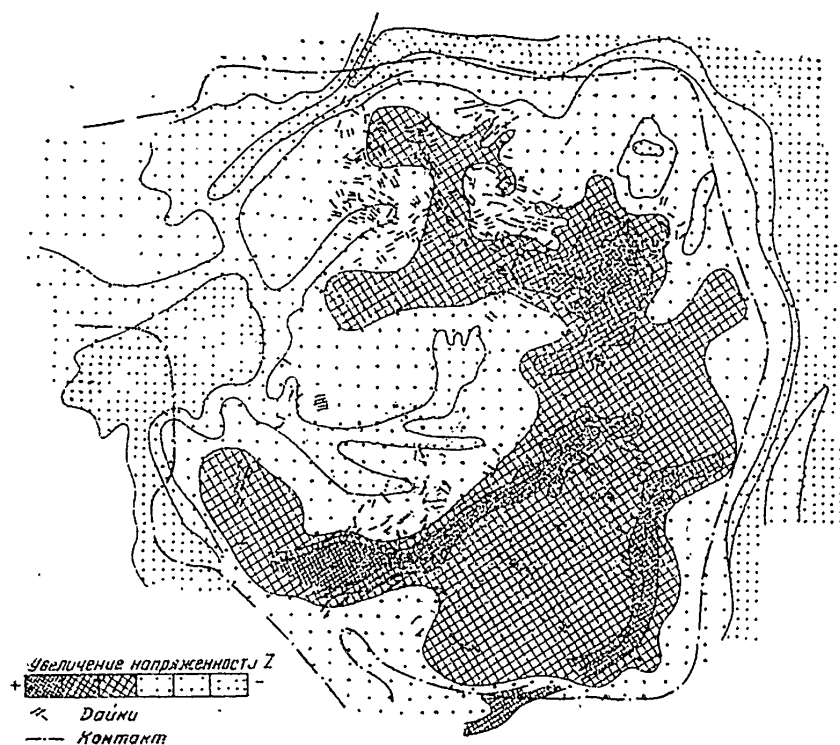


Рис. 5. Тип магнитного поля гранитной интрузии в третьей зоне. Полосы магнитных аномалий вскрывают внутреннюю структуру массива с характерным для третьей зоны северо-восточным направлением расколов внутри интрузии—расколов, фиксированных последующими, более магнитными, инъекциями и самой конфигурацией интрузии. Внешняя аномалия по периметру является следствием соприкосновения масс с различным содержанием магнетита, интрузии и осадочных толщ.

Характерно, что карбоновые мульды к югу и юго-востоку от Зерендинского массива в правиметрическом поле (равно как и в магнитном) не выражены. Это может объясниться только незначительной мощностью карбоновых толщ, слагающих мульды.

Огромное широтное положительное гравиметрическое поле (на схеме 33) с частыми отрицательными аномалиями вне и внутри его, к востоку от Зерендинского массива соответствует однородной площади распространения нижнепалеозойских отложений, меридионального простирания под маломощным покровом третичных толщ.

В области меридиана, проходящего через Боровской-гранитный массив, происходит резкое изменение характера структур, а именно: здесь блоковые структуры северо-восточного простирания с дизъюнктивными ограничениями резко переходят в сравнительно однородное поле нижнепалеозойских, в основном ордовичских песчано-сланцевых толщ, меридионального простирания. Поле это разбито разломами северо-восточного и субмеридионального простирания, а в областях пересечений разломов размещены пологие девон-карбоновые мульды.

Соответственно изменению характера структур здесь меняются и гравиметрическое поле и полосовые аномальные поля с высокими градиентами по краям, характерные для Приншимского района, сменяются очень слабо дифференцированным гравиметрическим полем, характерным для области между Щучинском и Бес-Тюбе, изображенной на схеме контуром 33 (рис. 1).

Эта область стыка структур неясно выявляет какую-то крупную тектоническую линию меридионального простирания, которую по характеру гравиметрического поля можно в какой-то степени проследить почти до Карагандинской мульды.

Другое небольшое замечательное положительное аномальное поле (на схеме 34) совпадает своим центром с районом Джемлаббет. Известно, что в пределах последнего мы имеем поднятие нижнепалеозойских пород, обрывающееся к северу от него долиной р. Селеты. Этот участок отделен от описанного выше аномального поля в области распространения нижнего силура полосой депрессий, выполненной третичными породами и тянущейся от станции Шортанды до Бес-Тюбе. Эта зона разделяет оба поля положительных аномалий. Необходимо отметить, что изометрическая положительная гравиметрическая аномалия (34), возможно, связана с развитием нижнего палеозоя между Буландинским и Джеламбетским массивами. Район Джеламбета является как бы узлом, где сходятся различные протяженные разломы этой территории. Здесь пересекаются разломы Джеламбет — Бес-Тюбе, Джеламбет — Сталинский, Джеламбет — озеро Мамай и Джеламбет — Макинка. Именно вдоль этих разломов развиты характерные диориты в виде даек и вытянутых тел. Этого же типа диориты развиты внутри и на юго-западном окончании Зерендинского массива.

Как уже указывалось, с Зерендинским массивом связано чрезвычайно ясное гравитационное аномальное поле, интерпретация которого указывает на глубину центра вызывающих аномалию масс в 25 км (разница плотностей 0,06). Центр самого плутона находится в северной части, на продолжении его широтной ветви. Таким образом, вся южная часть обладает сравнительно небольшой мощностью (меньше 5—7 км).

На контакте Зерендинского массива и внутри его имеется ряд фиксированных магнитных аномалий. Интерпретация магнитного и гравитационного полей указывает, что интрузия имеет характер гарполита с пологим падением контактов на юго-восток. Краевые и внутренние магнитные аномалии ясно связаны с телами диоритов и сиенит-диоритов и обычным скачком магнитного поля на контакте интрузий, а также с узкими зонами последующих более кислых магнитных инъекций (возможно, что в некоторых случаях аномалия вызывается и скарнами). Во всяком случае тела габбро в протерозое вблизи Юрьевки между Зерендин-

ским и Буландинским массивами не создали заметных магнитных аномалий, тогда как аномалия на контакте с Зерендинским, Щучинско-Боровским, Крык-Кудукским массивами ясно пространственно связывается с телами диоритов и других более магнитных (даже более кислых) интрузий на их контакте.

В отличие от Зерендинского массива, громадные гранитные интрузии — Аркалыкская, Буландинская, Крык-Кудукская — ни в гравитационном, ни в магнитном поле отчетливо не выражены. Отдельные магнитные аномалии на контакте с Аркалыкским массивом скорее всего связываются с основными интрузиями, погребенными под рыхлыми толщами.

Улу-Тау — зона IV

Последней зоной является четвертая зона антиклинория Улу-Тау. В гравиметрическом поле Улутауский антиклинорий выражен мощным, ясно локализованным полем отрицательных аномалий. Ось максимальных отрицательных аномалий сдвинута на 40—50 км к востоку относительно оси выхода докембрия в Карсакпайском и Арганатинском антиклинориях. Необходимо отметить, что все эти антиклинали, выделяемые геологически, характеризуются приуроченными к ним самостоятельными минимумами аномального поля.

Далее важно отметить, что орографический западный борт поднятия — граница между антиклинориями Улу-Тау и депрессией Тургайской впадины — не совпадает с границей геологических структур, и докембрий, выходящий в ядрах отдельных антиклиналей антиклинория Улу-Тау, выходит также в глубоких логах в реках Тургайской впадины, подходя своими верховьями к западному борту Улутауского антиклинория. Внешне как будто бы получается так, что антиклинорий Улу-Тау с докембрием в ядре выражен в гравитационном поле отрицательной аномалией.

Действительная причина такого положения раскрывается при анализе палеогеографической обстановки. В самом деле, территория современного антиклинория Улу-Тау от девона до перми была областью прогиба и аккумуляции, и только самая узкая полоса западной части Улу-Тау, сложенная докембрийскими породами, являлась, например, в франкское время областью сноса. Все же остальное пространство вплоть до южного ограничения Бетпак-Далы до районов бассейна р. Монкты было областью аккумуляции. Подсчеты указывают, что имеющееся здесь малое значение градиента силы тяжести в 0,57 миллигал на километр, выдержанное на огромном протяжении почти в 300 км, может быть объяснено наличием цилиндрической возмущающей массы с центром тяжести, залегающим на глубине более 20 км при средней разности плотностей во всей этой массе 0,04. Другие подсчеты дают величину глубины центра тяжести в 30—55 км. Как видно на гравиметрической карте, весь западный борт Казахского нагорья, начиная от Улу-Тау, околонушен зоной линейно вытянутых положительных аномалий шириной 60—70 км. Западнее зоны положительных аномалий вытягиваются опять в зоны отрицательных аномалий (ось западнее 64° в. д.). Ось отрицательных аномалий примерно совпадает с депрессией в центральной части Тургайской впадины, и эта зона почти сплошь имеет геофизические характеристики, присущие кластогенным палеозойским толщам.

В пределах западного склона Улу-Тау ясно вскрывается смысл зоны положительных аномалий бортов Казахского нагорья. Действительно, в Улу-Тау мы видим, что околонушенная с западной стороны антиклинорий зона положительных аномалий вызвана широкой зоной докембрий-

Структура Ц. Казахстана на основании анализа гравиметрич. и магн. полей . 79

ских пород. Для приведения в согласие данных гравиметрии и геологии мощность толщ девон-карбона в прогибе, образующем большую часть площади антиклинория Улу-Тау, должна иметь величину 12 км при разности плотностей 0,1 и 25—30 км при разности плотностей в 0,05. Так или иначе совершенно ясно, что одно только наличие здесь прогиба, выполненного сравнительно менее плотными породами девон-карбона, не в состоянии объяснить наблюдаемые здесь аномалии. И только наличие глубокого погружения на границе ультрабазитового слоя в 4—5 км в сумме с наличием легких пород верхних ярусов в состоянии объяснить наблюдаемые аномалии. Таким образом, граница между структурами Казахстана и Урала (уральский характер структур доказывался типом гравитационных аномалий и магнитными данными для Тургайской впадины) имеет глубину залегания, превосходящую возможную мощность осадочных толщ от рифея и выше более чем в два-три раза. Вместе с этим вскрывается и действительный характер структуры Тургайской впадины, которая не является сухой с докембрия, как это считалось раньше, а содержит в себе узкие прогибы уральского направления, выполненные среднепалеозойскими толщами. Иными словами, так как разобщение герцинских геосинклинальных бассейнов Урала и Центрального Казахстана доказано Н. Л. Бубличенко, то, следовательно, область Тургайского пролива не представляла собой сплошного материка в карбоне и здесь имел место внутренний прогиб.

Некоторые замечания о строении Иртышской впадины и Алтая

Краткое рассмотрение гравиметрического поля Зайсанской геосинклинали в Ануйско-Чуйской зоне показывает, что характер дифференцированности гравиметрического поля здесь гораздо резче, чем в Центральном Казахстане, аномалии глубже и выдержаннее. На примере Ануйско-Чуйской зоны и Калбинского синклинория ясно видно, что знак аномалии не зависит от возраста свит (как и от возраста нижнего структурного яруса субстрата), а зависит, главным образом, от литологического состава и мощности, т. е. глубины нижнего структурного яруса в тот момент геосинклинальной фазы, на котором произошла стабилизация или замирание интенсивности волновых движений данного участка земной коры. Необходимо подчеркнуть также, что зоны гранитоидов здесь, в отличие от Центрального Казахстана, характеризуются гравиметрическими аномалиями разных знаков. Характерным является различие в типе аномалий полиметаллического пояса Рудного Алтая и Калбинской зоны. Возможно, что это есть следствие различной литологии, а именно: развитие в Калбинской зоне кульмовых и песчано-конгломератовых фаций, а в Рудно-Алтайской — эффузивов. Но вместе с тем казалось бы, что большие поля гранитов должны гомогенизировать плотностные характеристики этих зон. Возможно, что гомогенизация не произошла вследствие различия типа гранитоидов — развития гранодиоритов в Рудном Алтае и микроклиновых гранитов в Калбинской зоне.

Очень важным является гравиметрическое подтверждение вероятного продолжения сюда Успенско-Каркаралинской зоны разломов, т. е. независимости наличия этих дизъюнктивов от выходящих на земную поверхность структурных ярусов. По типу же интенсивности тектонического процесса мощное погружение Зайсанской геосинклинали в варисский этап с накоплением типичных геосинклинальных осадков сопоставимо с режимом погружения флишевых геосинклиналей альпийских структур юга СССР.

Формирование структур при замирании геосинклинального развития в крайней восточной части рассматриваемой зоны — в Восточных Саянах — имело место в нижнем палеозое, а в районе Джезказгана непрерывное формирование варисских геосинклиналей было в верхнепалеозойское время, т. е. миграция районов геосинклинального развития происходила так, как это изображено на схеме Д. В. Наливкина, — во все стороны от Ангариды. Несмотря на это, внутреннее развитие этой зоны было достаточно разнообразно. Наиболее глубоко погруженной частью в нижнем палеозое была область Ануйско-Чуйской синклинали и в варисское время — Калбинской синклинали. Наиболее ясно выраженный вулканизм, особенно вулканизм порфировой формации, был развит в Центральном Казахстане — в восточной части первой зоны, т. е. вдоль западных границ Чингизского антиклинория и окраин Карагайдинского бассейна, где мощность эффузивно-обломочных девонских толщ превышает 4 км. Это обстоятельство указывает на распространение в пределах этих участков вторично-остаточного геосинклинального режима или на факт принадлежности этих территорий к областям внутренних погружений (В. Е. Ханн).

Наличие карбонового вулканизма в пределах Северо-Балхашской зоны и отсутствие вулканогенных фаций в верхнем и даже среднем девоне Карагайдинского бассейна могут быть сопоставлены с миграцией вулканогенных фаций от среднедевонской в Ануйско-Чуйской зоне к верхнедевонским Рудного Алтая, т. е. к области наибольшего прогиба Зайсанской геосинклинали, в которой эффузивно-спилитовая формация осевой части погружения (Чарский антиклинорий) датируется также верхним девоном.

Таким образом, положение эффузивных свит указывает на направление процесса стабилизации территорий и порядок миграции краевого прогиба.

Общие черты связи между структурой и геофизическим полем

Площадь, расположенная к северу от Сарысуйско-Успенско-Тектур-масской зоны глубинных разломов, как известно, характеризуется широким развитием осадочного карбона значительной мощности и развитием характерной синклинальной широтной структуры, которая обрисовывается по геофизическим данным, в частности по огромной мощности подстилающих магнитно-активных масс нижнедевонских эффузивов. Эта зона включает в себя синклиналии верховьев р. Кулаи-Утмес, реликты угленосных свит в узких грабенах Принуринского района, собственно Карагайдинскую мульду до синклиналии у озера Кара-Сор. Для этой зоны характерны северо-восточное (Селетинское) направление и зетообразное вытягивание антиклинориев, деформированных сбросами. Нияз-Еремен-тауский антиклинорий разделен грабеном Борлинской мульды (Верхне-Улентинской и Верхне-Ишимской мульды), а Майкаин-Экибастузский (вернее Толпак-Экибастузский антиклинорий) деформирован в районе озера Ащисор и поселка Алексеевского.

В общем, направление этих антиклинориев, включая конец Чингиз-Джеландинского антиклинория, подчинено крайним восточным очертаниям зон повышенных градиентов, где, например, Каркаралинская субширотная зона поворачивает на восток-северо-восток или к зоне повышенных градиентов, оконтуривающих здесь Кувскую, Ансорскую и Сюрелинскую мульды. Характерно, что антиклинории второй зоны в гравиметрическом поле выражены неясно, широтные же синклиналии выражены яснее (повидимому, они частично грабеной структуры). Так, например,

Борлинская мульда, сложенная пятикилометровой толщей кластогенного девона и более чем километровой толщей карбона, очень ясно обрисовывается в гравиметрическом поле. Общая же дифференцированность гравиметрического поля здесь гораздо меньше, чем в предыдущей зоне. В этой зоне также ясно выражена Кара-Сорская синклираль.

Зона между Карагандой и Селетой, в общем, очень неоднородна. К северу от Карагандинской мульды мощность карбона резко падает и в районе Селеты уже не превосходит 1000 м. Мощность девона эффузивного в нижней части района Селеты имеет 2000 м. Таким образом, Карагандинский бассейн с толщей карбона в 6—7 км является единственным в своем роде «прогибом» Центрального Казахстана. Сейчас в западной части Карагандинского бассейна, в Принуринском районе, угленосный карбон встречается главным образом в узких грабенах, сложившихся в основном после отложения угленосных свит (рис. 4).

Часть выделяемой нами широтной зоны по восточную сторону Иртышской впадины характеризуется наиболее яркой аналогией с Карагандинской зоной, которая заключается в развитии синхронных карбоновых и юрских угленосных фаций и развитии огромных грабенных структур. На базе досалаирского субстрата в них произошло накопление почти десятикилометровых толщ верхнего палеозоя и юры.

В настоящее время верхнекарбоновые свиты Кузбасса рассматриваются как прибрежные морские фации, а пермь и юра — как дельтовые. А. С. Хоментовский в своей структурной классификации и тот и другой тип бассейнов относит к типу угленосных отложений межгорных котловин. Если исключить Салаирский антиклинорий и район Кемерово, то, несмотря на близость Саян, вторая зона, как и Карагандинская, характеризуется преимущественно восточно-северо-восточным субширотным направлением осей смятия. Это направление имеет даже Батенинский антиклинорий в верховьях р. Томи. Непосредственная тектоническая связь второй зоны с Карагандинско-Селетинской зоной Центрального Казахстана прослеживается гравиметрически (как продолжение зоны высоких градиентов) менее ясно. Однако усматривается совпадение продолжения Селетинской зоны с уступом в палеозойском цоколе под Барабинской и Кулундинской степью на глубине 1000—1500 м. Этот факт, а также характерное направление гидросети в Кулунде и Барабе, позволяют тектонически связывать южные границы Томь-Колыванской зоны с продолжением Селетинской тектонической зоны.

Классификация структур и их генезис

Как мы видели, гравиметрическое поле Центрального Казахстана и Алтая обрисовывает нам ряд структур, литолого-фациальный анализ которых в значительной мере объясняет нам происхождение аномального гравитационного поля. Принимая во внимание процесс получения гравиметрического материала, мы можем считать, что вывод из гравитационного поля геологических структур приведет нас к бесспорно объективным заключениям относительно пространственного положения и типа структур.

Сейчас, естественно, возникает вопрос, каковы происхождение и тип выявляемых нами при помощи геолого-гравиметрического анализа тектонических структур. Попытаемся ответить на этот вопрос.

Обращаясь к связи истории возникновения структур и размещения их в пространстве в плане сравнения структур Центрального Казахстана и Алтая, необходимо подчеркнуть, что в пределах первой зоны между

системами раннекаледонских структур Чингиза и площадью сплошного развития кембро-силура и эпиконтинентального платформенного обрамления Сибирской платформы расположены характерные полосовые структуры северо-западного простирания Ануйско-Чуйской зоны Калбы и Алтая. К ним же относятся и структуры Чу-Илийских гор и фрагменты древних антиклинорий по северному берегу Балхаша. Характерная геологическая зональность здесь выражена чередованием полос существенно различного фациально-тектонического режима. Эти полосы имеют ширину 40—60 км и прослеживаются по простиранию на расстоянии свыше 200 км.

В настоящее время формирование сходных структур происходит в пределах островных дуг между Зондской и Австралийской платформами. В самом деле, девонское, отчасти карбоновое, время на исследуемой территории было временем активного геосинклинального режима. Так, например, в верхнем девоне интенсивный прогиб Ануйско-Чуйской геосинклинали закончился, и она стала областью эпиконтинентального моря. В Рудном Алтае в это время была эпоха расцвета вулканизма, а местами — накопления кульмовых фаций; далее, в пределах Калбы, была, по-видимому, область денудации, которая по прошествии 10 миллионов лет сменилась глубоким погружением. Западнее, в пределах Атасуйско-Каркаралинско-Коунрадской площади, была область неглубокого моря, окаймленная вулканической цепью, протягивающейся в районах Тектурмасского антиклинория и островов Атасуйского массива и некоторых участков Северо-Восточного Прибалхашья. Если в пределах Зайсанской геосинклинали эти структуры имели линейную вытянутость, то между Балхашом и Карагандой их очертания были сравнительно изометричны. Эта картина чрезвычайно напоминает нам картину распределения глубин и современного вулканизма в пределах глубоководных депрессий Восточной Азии вдоль восточного и южного бортов Зондской платформы.

Д. В. Наливкин в своей работе «Палеогеография Средней Азии в палеозое» пишет: «Геосинклиналями — областями накопления осадков — являются прежде всего гигантские архипелаги, затем берега континентов, сильно изрезанные береговой линией и многочисленными островами». Исследуя строение Азии на основании стратиграфических данных, французский геолог Эмиль Арган восстанавливал шаг за шагом историю горных цепей Альп и пришел к начальной ее стадии, совпадающей со стадией островных дуг.

Панпараллельные структуры алтайского направления имеют следующие характерные метрические черты: длина — в несколько сот километров, поперечник — до сотни километров, амплитуда волны (расстояние от внешней, лишенной вулканизма дуги до цепи вулканов) — 120—150 км (аналогично расстоянию от Рудного Алтая до Чарского антиклинория — 120 км). Таким образом, эти панпараллельные структуры с чередованием вулканических областей и областей глубокого погружения того же масштаба являются характерным структурным окаймлением консолидированной в девоне платформы. На границе каледонской и варисской эпох это было окаймление Сибирской платформы. В настоящий момент (начиная с верхнего мезозоя) аналогичную структуру имеет окаймление Зондской и Китайской платформ, где процесс развития структур этого типа продолжается и находится в активной стадии.

Активная стадия характеризуется наличием высоких значений аномалий в узких, линейно вытянутых (Венинг-Мейнесовских) зонах (до 200 Фая и до 50—70 Буге). Эти высокие значения аномалий являются следствием глубокого нарушения гравитационного равновесия земной

коры активными тектоническими силами (эквilibротурбальными силами Ван Беммелена).

Впоследствии под действием пассивного, гравитационного тектогенеза (эквilibролепталных сил Ван Беммелена) гравитационное поле приобретает менее дифференцированный характер, близкий к наблюдаемому сейчас в Центральном Казахстане.

Это сопоставление иллюстрируется и расположением в островных дугах сейсмических очагов и положением глубинных разломов. Большей частью глубинные разломы идут от поверхности между глубоководным жолобом и погружаются под консолидированную сиалическую часть, т. е. представляют собой зону сопряжения области глубокого прогиба (или погружения другого типа), вулканических дуг и развития глубокого вмятия сиалических корней. Полными аналогами этой внешней зоны погружения и связанных с ней отрицательных аномалий в островных дугах является и Бетпакдалинская аномалия, а внешней островной цепью — Чарский антиклинорий.

Нельзя не отметить удивительного сходства продолжительности во времени циклов тектонического развития. В пределах, например, Явы продолжительность геотектонического цикла от подводного базальтового вулканизма до поднятия охватывает промежуток времени от миоцена до наших дней, т. е. 30 миллионов лет. Продолжительность этапа погружения, например, Калбинской геосинклинали — от низов среднего девона до среднего карбона, т. е. тоже 30 миллионов лет.

Эти сопоставления, которые можно было бы продолжать еще дальше, для нас важны постольку, поскольку мы устанавливаем условия возникновения панпараллельных структур и бесспорную связь их с глубинными разрывами и разломами, ибо только они, а не флексурообразные области смятия и являются границами различно развивающихся зон земной коры. Нам было важно установить как следствие из этих сопоставлений, что интерпретация аномалий выявляет литолого-фациальные неравномерности в пределах одного и того же структурного яруса земной коры и что эти неравномерности строения верхних горизонтов литосферы, устанавливаемые гравиметрически, имеют своих аналогов в современных формирующихся структурах.

На примере Восточной Азии мы видим, что линейно смятые зоны характеризуются отрицательными аномалиями, районы же идиогеосинклиналей, ядерных и дискордантных бассейнов (структура типа парагеосинклиналей) — положительными аномалиями. Чисто морфологическая классификация областей погружений и поднятий в геосинклинальных зонах указывает в сущности на возможность тех или иных структур, но ничего не говорит о порядке их формирования. При нашем анализе мы получаем для их интерпретаций гораздо больше. В самом деле, в линейных структурах Алтайского направления, подчиненных восточному ограничению Сибирской платформы и распространенных также очень далеко на западе, ясно обнаруживается независимость величины и значения аномалий силы тяжести, а следовательно, и степени дифференциации гравитационного поля от яруса. В субширотных структурах Карагандинской мульды и Западных Саян, с одной стороны, и северо-северо-западных структурах Чингиза и Кара-Тау — с другой — мы видим два основных направления, по которым происходило смятие и опускание земной коры. Эти направления не зависят от ограничения материковой стабильной области, что может быть проиллюстрировано на современных Тихо-

океанских структурах, например, перекрещивания структуры Японо-Бонинско-Маринаской дуги и структуры Гуам-Яп¹.

Мы остановимся позже на связи структур с положением в геосинклинальной области, а здесь только отметим, что из анализа гравиметрического поля следует, что на примере структур Центрального Казахстана фиксируется последний этап геосинклинального развития блока земной коры. Так, эпоха погружения Ануйской геосинклинали с накоплением огромной мощности осадков закончилась в верхнем девоне. Бетпакдалинская геосинклиналь, замкнувшаяся в перми, также дает отрицательные аномалии; Чу-Илийские горы, окаймленные мощной толщей девон-карбона с выходом докембрия в ядре, дают интенсивные положительные аномалии, а антиклинорий Чингиза, несмотря на его ясное линейное развитие благодаря малой мощности девон-карбона, не выражен в гравиметрическом поле.

Все это ясно показывает, что в гравиметрическом поле фиксирована степень дифференцированности и даже, главным образом, степень развития геосинклинального режима погружения в определенных существенно линейных параллельных зонах дивергентного происхождения. Остается выразить изумление, что, не обновляясь с варисского времени, эти зоны сохранили свое строение и дифференциацию нагрузок, т. е. всю пеструю структуру варисского тектонического поля. В настоящей статье мы не будем останавливаться над проблемой развития пассивного тектогенеза и развития изостатических выравнивающих движений, но обратим внимание на яркую иллюстрацию ограниченности принципа изостазии в применении к объяснению процессов в земной коре, которые нам дает анализ гравиметрического поля Центрального Казахстана и Алтай.

Положение Центрального Казахстана в геосинклинальном поясе, типы и особенности развития структур

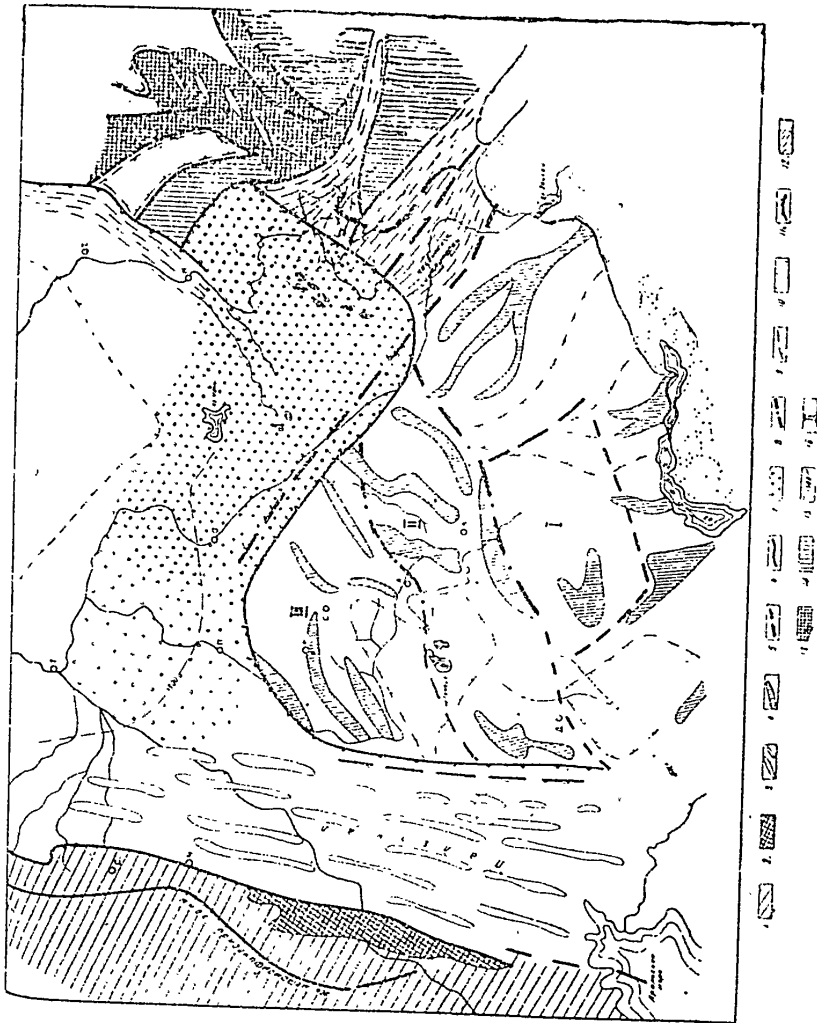
Как видно из изложенного фактического материала, в гравиметрическом поле Центрального Казахстана отражено, во-первых, региональное поле, выражающее в общем случае факт общего уменьшения мощности сиалической коры по направлению от Тянь-Шаня на север, и, во-вторых, характерные локальные структуры, которые по современным тектоническим классификациям (31) относятся к внутренним поднятиям и прогибам (или, по В. В. Белоусову, к интродантиклиналям и интрогеосинклиналям). Современными аналогами этих локальных структур являются глубоководные депрессии Молукского архипелага, которые В. Г. Кюнен (30) характеризует как типичные рывины глубокого моря.

Центральный Казахстан расположен в центральной части каледоно-варисского геосинклинального пояса, протягивающегося из полярного бассейна в Индокитай и заключенного между Русской платформой, Индонезией, с одной стороны, и Сибиро-Китайской платформой — с другой. В области Черного моря, Каспия и Южного Казахстана этот Урало-Сибирский меридиональный пояс пересекается с субширотным геосинклинальным поясом Тетиса. Макроинверсия с образованием макроинтрагеоантиклинали Урала в этом поясе имела место в верхнекаменноугольное время. В пермо-триасе этот геосинклинальный пояс полностью замкнулся и только в верхнеюрское и меловое время в нем частично регенерировал геосинклинальный режим, уже типичный для своеобразной возрожденной геосинклинали.

¹ Конечно, Тихоокеанские структуры имеют совершенно иной характер и приводятся здесь как яркое доказательство значения двух основных направлений в деформациях земной коры.

Структура Ц. Казахстана на основании анализа гравиметрич. и магн. полей 85

Рис. 6. Схема сопоставления черт тектоники и характера гравитационного поля Центрального Казахстана со смежными районами. Условные обозначения: 1—Урал, 2—докембрий Урала, 3—погребенные под маломощным покровом, в основном третичных отложений, структуры Уральского направления, 4—внутреннее поднятия Центрального Казахстана с докембрийским или нижнепалеозойским ядром, 5—зоны линейно вытянутых изоаномал и повышенных градиентов, 6—разломы, 7—область развития мощных мезозойских и третичных толщ Иртышской впадины и Западной Сибири, 8—зоны глубинных разломов, линейно вытянутых изоаномал и повышенных градиентов силы тяжести, 9—внутренние области позднепалеозойских и мезокайнозойских опусканий, 10—область развития мезокайнозой в притяньшанских впадинах, 11—границы впадин с областями поднятий, 12—ранневарисская и поздневарисская складчатые зоны в Иртышской впадине и Западной Сибири, 13—выступы докембрия и саянские складчатые зоны в Иртышской впадине и Западной Сибири, 14—калусы в Иртышской впадине и Западной Сибири, 15—изоглубина палеозойского цоколя (1500), 16—зоны типов гравитационного поля.



Собственно Центральный Казахстан расположен не у края древних платформ, как это типично для геосинклиналей нормального развития, а глубоко внутри геосинклинального пояса. Это и обусловило, по В. Е. Хаину, специфические черты развития геосинклинальной области Центрального Казахстана, позволяющие отнести ее к типу остаточных каледонских геосинклиналей. Эти специфические черты геосинклинальной области Центрального Казахстана заключаются в том, что эта область «...приобрела типичное платформенное состояние не в конце девона, а лишь в конце палеозоя. В течение всего герцинского этапа режим этой области оставался полугеосинклинальным, полуплатформенным. По отношению к соседним активным геосинклиналям — Урало-Тяньшанской — Обь-Енисейской — это была платформа, а по отношению к настоящим платформам Русской и Сибирской — геосинклиналь» (31, стр. 49).

Однако если уже заключить Центральный Казахстан в рамки какой-то, тем или иным образом созданной тектонической классификации, то мы должны рассмотреть всю совокупность признаков, определяющих типичные тектонические черты Центрального Казахстана. Этими общими признаками являются: 1) особенности ориентировки и морфологии структур; 2) особенности литофации (главным образом в наличии или отсутствии) и степени полноты определенной последовательности литологических формаций; 3) закономерности развития волнового процесса (общие закономерности, наличие инверсий, миграция областей поднятия и опускания).

Кратко характеризуя перечисленные признаки, мы должны указать во-первых, на то, что в структурах Центрального Казахстана устанавливается наличие определенной ориентировки и сжатости вытянутых структур — черт, характерных для внутренних структур геосинклинали типа тектонической структуры, представленной, например, Кавказом в целом. Касаясь второго признака, мы устанавливаем, что типичная геосинклинальная последовательность литологических формаций от аспитной спилито-кератофировой до верхнемолассовой имеет место в Центральном Казахстане только для верхнепротерозойского и нижнепалеозойского геосинклинального цикла. Особенно четко этот «геосинклинальный набор» формаций установлен Р. А. Борукаевым (9, 10) для бассейнов рек Селеты, Шидерты и Уленты (восточная часть второй зоны). В литофациях варисского этапа полностью отсутствуют спилитово-кератофировые формации. Общая последовательность типичных геосинклинальных формаций неполная, зато чрезвычайно ярко проходят через весь герцинский этап широкое развитие наземного вулканизма и образование интрузий повышенной щелочности и кислотности. Эти особенности выражают реакцию уже расчлененной и стабилизированной области земной коры на резкие волновые движения варисского тектогенеза. Сам характер структур, выявляемых особенно ярко в гравиметрическом поле, приобретает уже иной, более изометрический характер (как это видно по структурам типа Прибалхашских овалов и изомомал — Атасуйского и Воспального, а также карбоновым мульдам второй зоны типа Борлинских мульды).

В развитии тектонических структур варисского этапа в какой-то степени выявлена геометрическая унаследованность, выраженная тем ярче, чем менее подвижным и более консолидированным вышел данный участок земной коры в результате деформации предыдущего цикла. Это обстоятельство иллюстрируется характером гравиметрического поля первой зоны, окаймляющего область центрального минимума и выраженного древними линейными структурами Чу-Илийских гор и Чингиза. Но в

ласти второй зоны широко развито перекрещивание структур (Еремень-Тау, Борлы и др.).

Основная закономерность геосинклинальных областей, выраженная в волновом характере развития тектонического процесса, достаточно четко прослеживается и в Центральном Казахстане, но здесь она носит специфический характер.

Смещение области проявления так называемого нормального типа развития геосинклиналей и, что особенно важно, миграция геосинклинальных фаз четко усматриваются в миграции эффузивно-туфовой формации Центрального Казахстана с севера на юг, от нижнедевонских эффузивных проявлений Атбасара к верхнекарбовым и пермским эффузивам Прибалашья и Зайлиского Ала-Тау.

Геосинклинальное развитие шло и в направлениях областей наибольшего погружения — на восток к Иртышской впадине, где типичные геосинклинальные формации начальных этапов получили свое развитие только в девонское время, тогда как еще далее к востоку, в Ануйско-Чуйской геосинклинали, для девона уже характерны формации заключительных этапов геосинклинального развития. Наконец, для Центрального Казахстана может усматриваться миграция областей погружения в западном направлении — к Тургайской впадине, что фиксировано развитием здесь верхнепалеозойских молассовых формаций. Этот характер миграции этапов геосинклинального режима с севера на юг (с типичной для этого процесса скоростью), на запад и на восток к областям существенно различных, мощных линейных структур имел место не только для варисского геосинклинального цикла, но и для салаиро-каледонского. Однако варисский этап тектонических дифференциаций литологических формаций гораздо яснее выражен в гравиметрическом поле.

Наличие инверсий тектонического режима имело место для отдельных тектонических структур Центрального Казахстана, например для Бетпакдалинской варисской области погружения или для каледонских внутренних геосинклиналей Чингиза, но эти инверсии не имели характера, типичного для геосинклинальных областей (хотя особенности развития литофаций, связанных с инверсией, и отражены в гравиметрическом поле).

Таким образом, как современное положение Центрального Казахстана «в углу» между мощными, отражающими основное направление геосинклинального пояса структурами Урала, Палеоурала и Иртышской впадины, так и сам характер типичных сравнительно мелких внутренних структур и история тектонического развития выделяют Центрально-Казахстанскую геосинклинальную область в совершенно своеобразный, стабилизовавшийся в средне- и верхнепалеозойское время участок земной коры, который по существующим воззрениям ни в коей мере не является типичной геосинклинальной областью.

Если базироваться только на рассмотрении гравиметрического поля, которое наиболее объективно отражает особенности структуры земной коры, особенности дифференциации ее механических свойств, а следовательно, и особенности ее геологической истории, то гравиметрическое поле Центрального Казахстана не занимает, как это, казалось бы, должно быть, среднее положение между платформенным и геосинклинальным гравиметрическим полем.

Гравиметрическое поле, как и магнитное поле Русской платформы, характеризуется гораздо более интенсивными и более протяженными аномалиями по сравнению с Центральным Казахстаном. Почти на 400 км от Вязьмы до Ярославля протягивается полоса положительных аномалий в 30 миллигал. Продолжение этой аномалии в виде отдельных полей

прослеживается до Свердловска. Градиенты вдоль этой полосы достигают 2 миллигал на километр, а у Москвы — даже до 5 миллигал. Таких градиентов в Центральном Казахстане не наблюдается.

Специальные исследования (38) показали, что влияние наддокембрийского осадочного чехла на Русской платформе ничтожно и что аномальные поля вызваны структурами, литологией и дизъюнктивами докембрийского фундамента. В отношении магнитных аномалий Н. С. Шатский (39) прямо показал, что простирающие оси магнитных аномалий северо-западной части Русской платформы примерно соответствует простираанию карелид Балтийского щита, а подмосковные аномалии до полутора тысяч гамм вызваны основными эффузивами и интрузиями Карельского комплекса, аномалии же в десятки тысяч гамм — магнетитовыми сланцами Саксаганской серии Украинского массива (которая ранее сопоставлялась с Карельским комплексом).

Касаясь сравнения магнитных полей европейской части Союза, Казахстана и Сибири, Н. Е. Малинина (24) пишет: «...Магнитное поле Западной Сибири (имеется в виду пространство между Обью и Уралом, включая и Центральный Казахстан. — Д. К.) в общем значительно спокойнее поля европейской части СССР и местами имеет своеобразный несвойственный последнему характер. Здесь (в Центральном Казахстане) мы не встречаем ни аномальных полей большой интенсивности, простирающихся иногда на сотни километров, ни громадных областей сильно повышенных значений».

Тот факт, что гравитационные аномалии Русской платформы, обусловленные структурами докембрийского цоколя, оказываются гораздо значительнее аномалий Центрального Казахстана, наводит на мысль о чрезвычайной устойчивости структур докембрийского цоколя на платформе и, следовательно, о незначительной роли выравнивающих дифференциальных движений (гравитационного пассивного тектогенеза). В Центральном же Казахстане имеют место гораздо более мелкое дробление цоколя и широкое развитие дифференциальных движений между блоками, что и обусловило в конце концов сохранение в послегерцинское время пестрой картины распределения литологических формаций и вызванный этим распределением своеобразный характер гравиметрического поля.

Принимая тип распределения гравиметрического поля на Русской платформе типичным для платформы вообще, мы естественно должны учесть наличие другого типа гравиметрического поля — поля областей современных горных сооружений, куда также относятся и области альпийского геосинклинального пояса. Этот тип гравиметрического поля выражен огромными полосовыми отрицательными аномалиями, нивелирующими все особенности гравиметрического проявления внутренних структур. Вызваны же эти аномалии вмятием сиалических масс в ультрабазальт. Наконец, третьим типом гравиметрического поля является поле, характерное, например, для древней геосинклинали Урала, который, как это видно по карте аномалий Буге, составленной А. Д. Архангельским, выражен полосой положительных аномалий шириной около 100 км и длиной до 1000 км.

Описанное нами гравиметрическое поле Центрального Казахстана, таким образом, представляет совершенно новый характерный четвертый тип.

Основные тектонические направления

В. Е. Хаиним (37) при анализе тектонической истории Кавказа подчеркивается роль поперечных поднятий и погружений. По существу

здесь подчеркивается роль двух направлений, двух ослабленных, сопряженных мобильных зон при формировании структур. Такие два основных направления имеют место и при формировании внутренних структур Центрального Казахстана типа возрожденных поднятий и прогибов. Разнообразие варисских литоформаций этих структур и обуславливает наблюдаемое гравиметрическое поле. Есть основания считать, что наличие двух направлений формирования структур Центрального Казахстана определяется существованием этих сопряженных направлений в субстрате седиментного слоя земной коры. Остановимся на особенностях проявления главных структурных направлений Центрального Казахстана.

Как видно из гравиметрических и особенно геологических данных, в пределах Центрального Казахстана существуют два основных направления развития структур: северо-северо-западное — Алтайско-Чингизское и восточно-северо-восточное — Тектурмасо-Селетинское. Развитие этих двух направлений полностью ликвидируется с появлением на западе еще в Улу-Тау меридионального уральского направления. И далее к западу, ни на Урале, ни в пределах Русской платформы эти направления уже не проявляются.¹ Однако с востока от Сибирской платформы, от Восточных Саян и Енисейского кряжа в пределах каледонид верхнего структурного яруса Сибири, Кузнецкого Ала-Тау и Салаира развитие структур шло, главным образом, по северо-северо-западному направлению.

В пределах первой зоны Центрального Казахстана ясно обнаруживается, что глубокое погружение и накопление кластических и вулканогенных толщ верхнего силура, девона и карбона шло на субстрате более древних структур алтайского направления структурного типа, в настоящее время окаймляющего эту зону со стороны Чингиза, Северного Прибалхашья и Чу-Илийских гор. В свете этого становятся ясными и возрастная последовательность и роль различных направлений в формировании структур.

Другим важным направлением является направление Успенско-Каркаралинской зоны, которому соответствуют по другую сторону области развития глубоких линейных варисских погружений (Калбы и Ануйско-Чуйской геосинклинали) направление развития структуры Западных Саян и очертание погружений Минусинской впадины.

Есть существенное различие в гравиметрическом выражении этих структурных направлений. Структуры Чингизско-Алтайского направления выражены в гравиметрическом поле либо слабо (Чингиз), либо образуют локальные, узкие, глубокие веретенообразные аномалии (Бетпак-Дала). Успенско-Каркаралинская зона выражена в гравиметрическом поле в виде линейных, сравнительно сближенных изоаномал, протягивающихся почти параллельно, слабо искажаясь полями местных структур. Эти линейные зоны разделяют площади с существенным различием в течение геологической истории. Иными словами, если первые структуры и соответствующие им аномальные зоны выражают узкие участки опускания и поднятий типа глубоководных депрессий (30) или типа овалов опускания и поднятия (37), то вторая система полей и градиентов фиксирует протяженные глубинные разломы.

Так называемые виргации в структурах Центрального Казахстана являются по существу участками сочленения структур того и другого направления и, следовательно, определяются наличием системы первичных линейных² подвижных зон двух направлений. Такие же сопряжения имеют место и для современных линейных, но совершенно иного масштаба структур Тихого океана, однако в Тихом океане закругления этих

¹ Этими же структурными направлениями контролируются структуры Кавказа и Донецкой геосинклинали.

зон сопряжений в виде островных дуг обусловлены наличием определенного угла падения мобильной линейной зоны¹.

Важно отметить, что обе системы структур, а также и структуры северо-восточного направления Кокчетавской зоны следует характеризовать как системы, приуроченные к направлению ламинарного течения под влиянием сдвигания, с углом, близким к 90° , между направлением течения и направлением напряжения. Это, между прочим, иллюстрируется также и соотношением глубоких расколов в гранитах третьей зоны и системой перпендикулярных трещин Клооса и даек.

Выводы

Гравиметрическое поле Центрального Казахстана в целом отражает структуру внутренней части Урало-Сибирского геосинклинального пояса. Эта структура сформирована в результате воздействия варисского тектогенеза на уже сравнительно стабилизированный блок земной коры и выражена сравнительно мелкими блоками, выделяющимися как по типу литологических формаций, так и по типу гравиметрического поля. Эти структуры и их выражение в гравиметрическом поле отражают нестройную картину распределения механических свойств верхних ярусов земной коры — свойств, имевших место в тектонический этап развития, регенерированной в варисское время остаточной геосинклинальной области.

В связи с установлением выражения в гравиметрическом поле зон повышенных линейно вытянутых градиентов, разделяющих различные типы тектонического развития и ориентировки структур, на территории Центрального Казахстана более или менее ясно выделяются три зоны, которые характеризуются также различной степенью переработки предыдущих структур.

Первая зона характеризуется как область глубокого погружения огромных изометричных участков земной коры в верхнекаледонское и варисское время. Это погружение сопровождалось поднятием периферии с образованием существенно антиклинальных структур, сложенных докембрийскими и нижнепалеозойскими породами северо-северо-западного Алтайского направления и представляющих измененные дифференциальными движениями структуры доварисского этапа.

Вторая зона характеризуется как более стабильная область развития уже сравнительно мелких субширотных областей погружения и наличия характерных прибрежных фаций в течение всего карбона. В этой зоне, в отличие от предыдущей, широкое развитие вулканизма имело место в девоне, а не в карбоне.

Третья зона характеризуется полной доварисской стабилизацией и «дизъюнктивным» характером полей аномалий силы тяжести, изобличающим блоковую (со значительным перемещением по швам) структуру этой зоны при наличии особого северо-восточного направления дизъюнктивов, определенного, по видимому, как и симметричные относительно Иртышской впадины структуры Томско-Колыванской зоны, наличием расположенного севернее стабильного массива.

Четвертая зона характерна развитием структуры по уральскому направлению и представляет вовлеченный в поднятие Казахского нагорья блок сопряжения верхнепалеозойской области погружения, выполненной

¹ Необходимость прибегать при сравнениях к Тихому океану оправдывается в рамках нашей работы тем, что дизъюнктивная природа этих структур и их полная независимость от наличия или мощности седиментного слоя для Тихого океана доказаны. Сам же масштаб этих Тихоокеанских структур указывает на их планетарный характер.

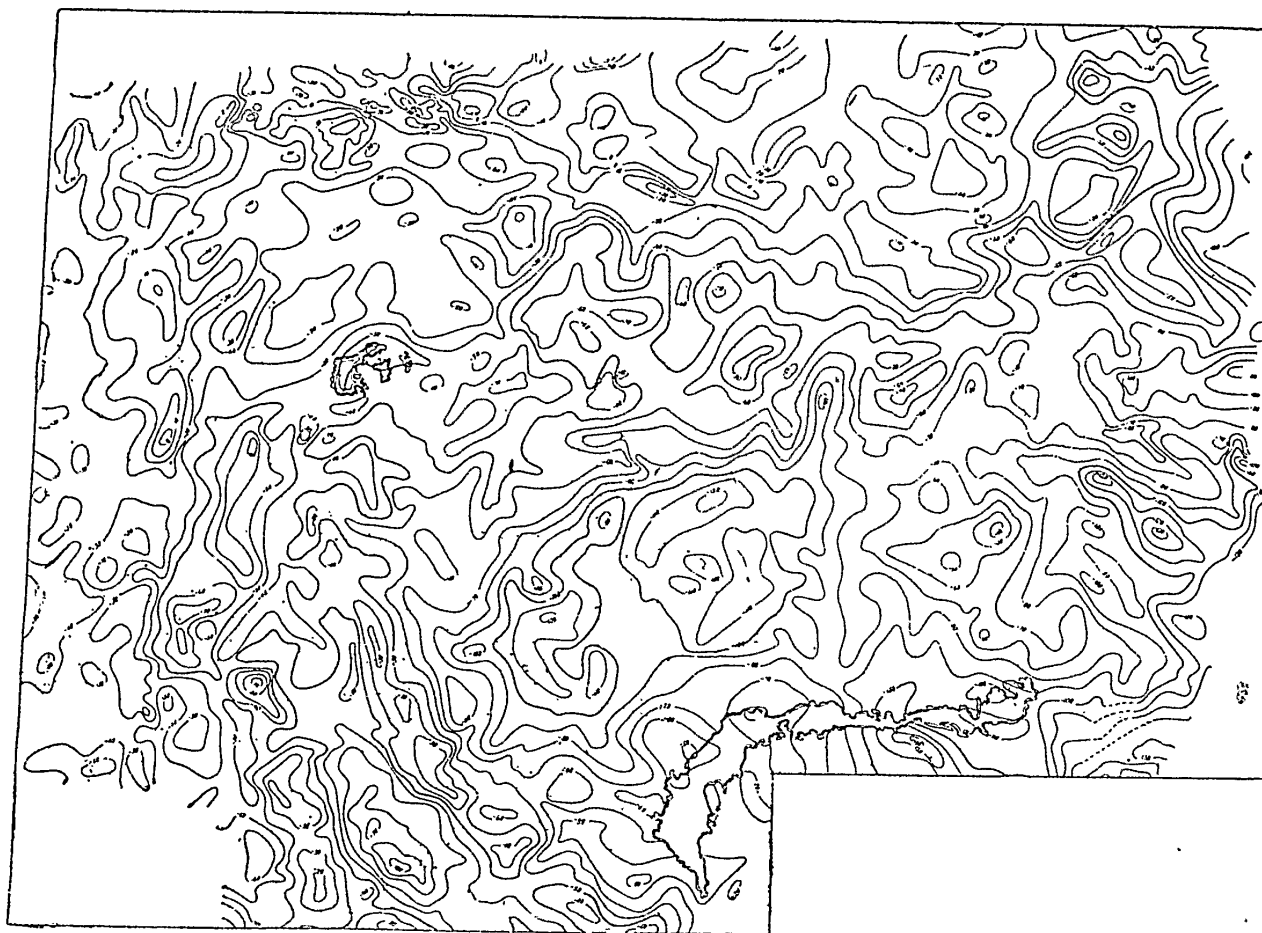


Рис. 7. Карта изоаномал силы тяжести в аномалиях Буге.

эластическими толщами, и зоны докембрия с уральским направлением структур, являющейся частью Палеоурала.

* * *

В заключение считаю своим долгом выразить признательность всем товарищам, помогавшим мне в оформлении работы, и в первую очередь — Б. В. Красюкову и В. И. Загайнову.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А. О геологическом значении гравитационной карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. Материалы ЦНИГРИ, сб 7, 1938.
2. Архангельский А. Д. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 2, 1939.
3. Архангельский А. Д. и Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1936.
4. Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика среднего течения р. Селеты. Бюллетень МОИП, № 1, 1953.
5. Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. Сборник «Вопросы геологии Азии», 1954.
6. Белоусов В. В. Очердные проблемы общей геотектоники. Советская геология № 41, 1954.
7. Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Сборник «Тектоника СССР», т. 1, 1948.
8. Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. Советская геология № 41, 1954.
9. Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур востока Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 18, 1954.
10. Борукаев Р. А. Формации допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 17, 1953.
11. Бубличенко Н. Д. О восточной границе Палеоурала. Бюллетень МОИП, № 5, 1951.
12. Доноведов А. Т., Мещеряков Ю. А. О закономерных соотношениях между пространственным распределением угольных месторождений и гравитационным полем в Подмосковном бассейне. Геолого-исследовательские работы Главного управления по разведке угля, 1952.
13. Доноведов А. Т., Мещеряков Ю. А. О соотношениях между локальными антиклинальными структурами и аномалиями силы тяжести на Русской платформе. ДАН СССР, т. 79, № 3, 1951.
14. Жонгловнич И. Д. Внешнее гравитационное поле земли и фундаментальные постоянные, связанные с ним. Труды Института теоретической астрономии, вып. 11, 1952.
15. Казанли Д. Н. Связь магнитного и гравитационного полей с глубинными процессами. Вестник Академии наук КазССР № 2, 1955.
16. Кассин Н. Г. Геология Казахстана. Сборник «Геология СССР», т. XX, 1944.
17. Колотухина С. Е. Стратиграфия фауны и тектоники девона и нижнего карбона Сары-Су Монитинского междуречья. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 101, 1948.
18. Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Гостехиздат, 1952.
19. Коровин М. К. О древнем массиве Тоболки в Западной Сибири. Труды Горно-Геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР, вып. 12, 1952.
20. Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана. Сборник «Тектоника СССР», т. 1, 1949.
21. Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Труды Горно-Геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР, вып. 12, 1952.
22. Люстих Е. Н. Количественная интерпретация некоторых гравитационных аномалий Русской платформы. Прикладная геофизика № 6, 1950.
23. Мазарович О. А. О структуре палеозойских и докембрийских отложений

на дока-
нетарный

- Атбасарского и прилегающих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей Казахской ССР. Сборник в память проф. А. Н. Мазаровича, 1953.
24. Малинина Н. Е. Магнитное поле Западной Сибири. Известия АН СССР, серия географическая и геофизическая, т. XI, № 1, 1947.
25. Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана. Сборник «Тектоника СССР», 1948.
26. Михайлов Н. Н. О соотношении магнитного и гравитационного полей со структурами восточной части Русской платформы. Литологический сборник № 2, 1948.
27. Муратов М. В., Славин В. И. Краткий геологический очерк Калбы. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 16, 1953.
28. Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в палеозое 1936.
29. Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. Сборник «Вопросы геологии Азии», 1954.
30. «Островные дуги». Сборник статей под редакцией А. Н. Заварицкого, ГИНЛ, 1953.
31. Ронов А. Б. и Ханн В. Е. Девонские литологические формации мира. Советская геология № 41, 1954.
32. Сатпасев К. И. О металлогенических этапах, формациях и поясах Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 17, 1953.
33. Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1948.
34. Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. Сборник «Вопросы геологии Азии», 1954.
35. Фотиади Э. Э. К методике геологической интерпретации гравитационных аномалий на Русской платформе. Сб. «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 3, 1951.
36. Фотиади Э. Э. О некоторых связях между гравитационными и магнитными аномалиями на Русской платформе. Сб. «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 4, 1951.
37. Ханн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.
38. Хоментовский А. С. Схема структурно-геологической классификации угленосных бассейнов. Геолого-исследовательские работы Главного управления по разведке угля, 1951.
39. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1946.
40. Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части Северо-Восточного Казахстана. Проблемы советской геологии № 2, 1935.
41. Шлыгин Е. Д. Некоторые вопросы, связанные с изучением геологии Северного Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 11, 1949.
42. Штрейс Н. А. и Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 101, 1948.
43. Русаков М. П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. Известия Главного геологоразведочного управления, № 2, 1930.

РЕЗЮМЕ

Автор Орталық Қазақстанның салмақты (гравитационный) алқабын зерттеп және оған негіздеп, осы алқаптағы көзге көрінбейтін жер қыртысы тереңдігіндегі тектоникалық структуралар туралы өздерінің болжау пікірін айтады.

1955

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Серия геологическая

Вып. 20

И. И. БОК

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ИХ ПОИСКОВО-ПРОГНОЗНЫЕ ПРИЗНАКИ

(К составлению карты прогнозов)

Работа по составлению карты прогнозов каких-либо полезных ископаемых аналогична планированию поисковых работ. Как при планировании поисковых работ, так и при их проведении используют так называемые поисковые признаки или критерии, специфически характерные для того или иного полезного ископаемого в пределах определенного генетического типа. Подобно этому, проводятся работы по составлению карты прогнозов, т. е. определение благонадежных по нахождению того или иного ископаемого площадей на картах. При поисках в поле и при определении благоприятных участков на карте производится экстраполяция известных данных по тому или иному месторождению в направлении наиболее благоприятной по всей сумме тех же поисковых критериев площади.

В настоящей статье основное внимание обращается на выяснение совокупности поисковых признаков полиметаллических месторождений, а составление карт прогнозов собственно превращается в своего рода поисковые работы на карте, в результате которых должны быть запланированы действительные поиски в поле.

В основу карты прогнозов полиметаллических руд в Центральном Казахстане была положена металлогеническая карта Центрального Казахстана на структурно-геологической основе. На этой карте, помимо нанесения всех крупных и мелких месторождений, рудопроявлений и рудных точек, были нанесены ареалы распространения свинцовых и цинковых минералов, а также барита в шлихах, ареалы с высокими содержаниями свинца и цинка, по данным металлотрии, зоны серицитизации, окремнения, баритизации и зоны смятий. Это, в сопоставлении с определенными геолого-структурными элементами и с определенными комплексами осадочных, метаморфических и изверженных пород, позволило очертить районы, благоприятные для обнаружения новых точек полиметаллической минерализации и для вскрытия общих закономерностей в их распределении.

Вся работа по составлению карты прогнозов полиметаллического оруденения в Центральном Казахстане проведена группой научных сотрудников и инженерно-технических работников Института геологических наук АН КазССР, Казахского и Карагандинского геолуправлений Министерства геологии и охраны недр СССР и Казахского геолтреста Министерства цветной металлургии, Среднеазиатского геофизического треста, Казахского горно-металлургического института и других геологических

организаций г. Алма-Аты и Центрального Казахстана. Особенно много и плодотворно потрудились над обобщением материалов и оконтуриванием перспективных площадей А. В. Орлова и Ю. А. Столяров с сотрудниками (Казгеолуправление), К. С. Газизова и Е. К. Зворыгина с сотрудниками (ИГН АН КазССР) и В. К. Монич (КазГМИ).

При оконтуривании благонадежных площадей были приняты во внимание генетические особенности полиметаллического оруденения разных типов, т. е. благонадежные районы определялись отдельно для разных генетических типов. Среди последних для Центрального Казахстана (в порядке их промышленного значения) были выделены следующие.

Первый тип — баритовый — характерен сильным развитием барита и галенита, что является оригинальной особенностью этих месторождений. Они представляют сложные баритовые и кварц-баритовые жилы преимущественно с галениновым, реже галенит-сфалерит-халькопиритовым оруденением. Окружающими породами обычно являются переслаивающиеся глинистые сланцы и песчаники флишоидного характера, в непосредственной близости к рудным телам сильно окремненные или превращенные в роговикоподобные породы. Этот характер боковых пород позволяет отличать месторождения чистого барито-свинцового типа от колчеданных залежей, содержащих в числе многих прочих компонентов барит и галенит.

В последнее время обнаружена и еще одна черта этого типа месторождений — переход их на сравнительно небольшой глубине в кварц-баритовые и кварцевые жилы, обычно с повышением содержания сфалерита, а на большей глубине — переход последних в кварц-гранат-пироксенные (скарповые) жилы, сопровождающиеся одновременным повышением роли меди в составе оруденения. Однако барит и галенит — эти важнейшие ингредиенты оруденения этого типа — не исчезают ни при каких изменениях его, сохраняя ведущую роль.

На выходах галенит и другие сульфиды заметно окисляются и в значительной степени или иногда даже полностью выщелачиваются. Это делает выходы подобных руд мало заметными и трудно отличимыми на глаз от выходов чистого барита, что сильно влияло на прежнюю недооценку месторождений этого типа.

Совершенно несомненной является связь этих месторождений с крупными разрывными нарушениями — сбросами, зонами смятий и др. Обычно у месторождений этого типа не наблюдается отчетливой генетической связи с гранитоидными интрузиями. В Центральном Казахстане оруденение развивается значительно позже гранитоидов, отчего наличие или отсутствие таких интрузий не может рассматриваться ни как положительный поисковый признак, ни как отрицательный.

Поисковыми и прогнозными критериями для месторождений этого типа могут быть признаны следующие:

1. Зоны смятий и разрывы в осадочных флишоидного характера (по преимуществу) и осадочно-эффузивных толщах, иногда находящиеся в непосредственном соседстве с гранитными массивами. Последние нередко залечивают эти разрывы и смятия.

2. Наличие баритовых жил и зон баритизации.

3. Близость однотипных месторождений и ареалов совместного нахождения больших количеств барита и свинцовых минералов (церуссит, англезит) в шлихах.

Этот тип свинцово-баритовых месторождений является в основном жильным, хотя иногда жильные системы приобретают пластовый характер. Но их нельзя смешивать с пластовыми месторождениями галени-

баритовых руд, так как в отношении поисковых и прогнозных критериев они являются резко отличными.

Вторым по важности *типом* полиметаллической минерализации в Центральном Казахстане нужно было бы назвать совокупность месторождений, объединяющихся общим признаком приуроченности к обеленным (серицитизированным) зонам дробления среди различных эффузивных и осадочных пород, в этом районе чаще всего имеющих верхнесилурийский возраст. Они представляют зоны вкрапленных или (реже) массивных галенитовых руд в зонах дробления, причем в состав рудных масс входят еще сфалерит, халькопирит, кварц, барит, серицит и хлорит, а в верхних горизонтах — еще церуссит-англезит и белые минералы каолинитовой группы.

Поисково-прогнозными критериями здесь могут служить только зоны крупных тектонических дроблений в разных, но по преимуществу в эффузивных породах, осветленных благодаря серицитизации и поверхностной каолинизации. Прямой зависимости от присутствия каких-либо изверженных (интрузивных, дайковых или эффузивных) масс здесь не обнаруживается. Характерны также изменения боковых пород — серицитизация с пиритизацией (березитизация) вместе с некоторым окремнением в случае исходных кислых пород и хлоритизация с карбонитизацией (пропилитизация) в случае основных вмещающих пород.

Наличие ведущего галенита наряду с кварцем и баритом до некоторой степени приближает его к барит-галенитовому типу. Роднит его с ним также и приуроченность к зонам дроблений, представляющим в обоих этих типах главный поисковый признак.

Третий тип — скарново-карбонатный — приурочен к метаморфизованным (мраморизованным и скарнированным) известковистым породам в приконтактной части с молодыми гранитоидными массивами. Но большая часть наиболее сконцентрированной минерализации, однако, приурочена не ко всей скарновой площади вообще, а к контакту скарнированных (волластонитизированных) известняков и мраморов. Повидимому, это свидетельствует о приуроченности минерализации не к скарнам как таковым, а к контактам пород, различно реагирующих на стрессовые напряжения, т. е. к контактам физически неоднородных пород. Это может быть использовано как определенный поисковый признак.

Основной особенностью месторождений этого типа, отличающей их от своих аналогов чистого скарнового типа, является приуроченность этих месторождений к светлым (волластонитовым) скарнам, а не к темным (пироксен-гранатовым) или же прямо к мраморизованным известнякам. Вторым отличием их от типичных скарновых месторождений является относительная простота минералогического (и химического) состава. Главными минералами здесь являются галенит-сфалерит и пирит, что роднит эти месторождения с высокотемпературным вариантом типа вкрапленных месторождений Миссисипи.

Связь оруденения с каким-либо из известных интрузивных тел, выходящих в современном денудационном срезе, установить не удастся. Сульфидное оруденение по возрасту появляется здесь значительно позднее скарнов и мраморизации, и связь оруденения с последними чисто пассивная — они играли только роль вмещающих пород с повышенной и притом неоднородной хрупкостью.

Наиболее характерным общим прогнозным и поисковым макропризнаком для месторождений этого типа является их непосредственная генетическая и пространственная связь с более или менее крупными ксенолитоподобными массивами осадочных пород, окруженными почти со всех сторон гранитоидами. Иногда такие ксенолиты становятся громад-

ными, и только их сильнейшая измененность — мраморизованность, оскарнование и ороговивание — собственно и позволяет судить о близком нахождении интрузивных тел. В остальном поисково-прогнозные критерии остаются теми же, что и указанные ниже для месторождений собственно скарнового типа.

Четвертый тип — медисто-песчаниковый — характеризует свинцово-цинковую минерализацию, наложенную в качестве второй генерации на основное медное оруденение первой генерации. Максимальные содержания свинца констатируются при этом только в тех разностях песчаников, которые содержат наибольшие количества карбонатного вещества — в форме ли цемента или в форме обломков и органических остатков. Этот тип очень своеобразен в генетическом отношении и не менее характерен по общей геологической позиции. Определение благоприятных площадей для нахождения новых месторождений этого типа на структурно-геологических картах и вообще составление прогнозов по развитию этого типа не могут быть отделены от подобной работы по аналогичным медным месторождениям. Поэтому дальнейшее рассмотрение этого вопроса здесь опускается, так как он рассматривается в разделе прогнозов по медному оруденению.

Пятый тип — свинцовистые карбонатные породы. Этот пока мало изученный тип существенно свинцового оруденения до сих пор не был известен в Центральном Казахстане и найден здесь только в самое последнее время. Галенит в форме очень тонких зерен в этом типе слагает прожилки в известняках, нередко секущие напластованием; не менее часто он дает послойные концентрации.

В одних из этих месторождений концентрации свинца и цинка, иногда меди, а также в отдельных случаях барита и флюорита, достигают больших величин, и тогда они приобретают крупный практический интерес (месторождения долины р. Миссисипи и их аналоги). В других же — средние содержания свинца на всю массу пород не превышают 0,1 — 0,3% и только в отдельных гнездообразных участках приобретают практически ценное значение. Это ставит вопрос о промышленном значении и о генетическом типе их в особо сложное положение. Характерна связь повышения концентраций галенита с изменениями известняков. Последние претерпевают в этом случае окремнение и аргиллитизацию, превращение таких известняков в породы, внешне похожие на опоки, глинистые и кремнистые мергели и т. д. В примерах из зарубежной литературы, однако, этот признак выдерживается не всегда. Там известны промышленные месторождения в чистых известняках, а также в баритизированных, флюоритизированных и даже в скарнированных (месторождения Олькушского и других районов Польши, месторождения Мореснета в Бельгии и Германии и др.).

Видимой связи с изверженными породами месторождения этого характера не обнаруживают нигде. Этот новый тип нахождения галенитовых руд в нижнекарбонатных известняках Центрального Казахстана представляет определенный интерес в научной и практической области, хотя многие вопросы в этом отношении до сих пор еще очень сложны и дискуссионны.

Общими признаками для всех этих месторождений являются:

1. Пластовая форма с прожилково-вкрапленной минерализацией.
2. Приуроченность к сильно окремненным и аргиллитизированным, иногда же к чистым или же только несколько углистыми известнякам.
3. Невысокие средние содержания свинца и иногда ассоциирующего с ним цинка. Обычен очень простой минералогический и химический состав руд.

4. Частая, хотя и неповсеместная, сильная баритизация.

Если учитывать только казахстанские рудопроявления, то к этим признакам нужно бы добавить еще приуроченность оруденеваящих известняков к узкому возрастному пределу фамен-этрэн-турне. С учетом же внеказаханских месторождений этот признак не выдерживается совершенно. Поэтому им нужно пользоваться осторожно. Например, определенно повышенными содержаниями галенита отличаются карбонатные породы нижнего силура периферической части Среднесибирской платформы.

С этих позиций благоприятными площадями по месторождениям этого типа должны были бы явиться известняки, сильно измененные, или более или менее чистого состава, или только с небольшой углистостью в пределах пограничных частей верхов девона и низов карбона. Очень хорошим показателем в этом отношении является баритизированность известняков, хотя она, повидимому, выдерживается не всегда. Поэтому шлиховые баритовые ареалы должны характеризоваться как благоприятные поисковые и прогнозные показатели, но их отсутствие не может рассцениваться как отрицательный фактор. Несомненно, что очень хорошим показателем для нахождения месторождений этого типа должно явиться распространение окисленных свинцовых минералов в шлихах, в сопоставлении с соседними структурами, сложенными карбонатными породами указанных выше возрастов. Ко всему этому нужно добавить, что на выходах галенит обыкновенно изменяется до англеизита и церуссита, внешне трудно отличимых от обычных известковых и известково-магнезиальных карбонатов, а сами вмещающие это оруденение известняки в этих условиях нередко сильно обохриваются, омарганцовываются и выщелачиваются. Эти процессы скрывают истинную картину распределения известняковых выходов, но вместе с тем эти явления позволяют использовать появление таких обохренных, выщелоченных и омарганцованных пропластков среди карбонатных пород как определенные поисковые критерии.

Резко снижающим элементом при оценке этих месторождений являются крайняя невыдержанность оруденения, бедность содержания и в преобладающем большинстве чрезвычайная тонкость зерна рудных минералов. Все это вместе взятое не дает оснований рассматривать этот тип оруденения известняков галенитом как практически ценный в настоящее время. Но одновременно частота проявлений его в Центральном Казахстане пока не дает права снимать вопрос об их проверке с повестки дня.

Шестой тип — собственно-скарновый — представляет жилы кварцево-сульфидных руд в мраморизованных известняках и гнездово-прожилково-вкрапленные залежи сульфидов в гранат-пироксеновых скарнах приконтактных частей мраморизованных известняков и эффузивно-осадочных пород с гранитными интрузиями.

Этот тип месторождений развит пока только в Западном и Северном Прибалхашье. Но здесь он представлен весьма многочисленными месторождениями и рудными точками средних и небольших размеров. Достоинством этого типа является нахождение в нем относительно крупных участков богатых руд. Руды характеризуются примерно равным содержанием свинца и цинка с подчиненным значением меди. Иногда приобретают некоторое значение другие элементы: мышьяк (арсенопирит и др.), висмут (галенобисмутит, бисмутинит и др.) и медь (халькопирит). Иногда к сульфидному оруденению примешивается шеелит или повеллит-молибденит. Вообще руды в месторождениях этого типа, в отличие от скарново-карбонатных месторождений, характеризуются большей сложностью химического и минералогического состава. Здесь связь с интрузивными массивами более определена, чем в других типах полиметалли-

ческой минерализации, но тем не менее все же не ясна, так как оруденение сульфидами свинца и цинка является совершенно явно наложенным на скарпы и значительно более поздним.

Поисковыми и прогнозными критериями для руд этого типа можно принять:

1. Наличие активных контактов известняково-туфогенно-сланцевых пород верхнего силура с гранитоидными массивами.
2. Наличие участков мраморизации и скарнирования.
3. Близость нахождения однотипных месторождений и ареалов развития шлиховых свинцовых минералов (церуссит, англезит, вульфенит), а также их спутников — висмутовых минералов.

Месторождения, как уже отмечалось, имеют средние до небольших размеры, чем определяется и их практическое значение. Но они могут давать богатые руды, и это увеличивает их роль в балансе запасов свинцово-цинковых руд.

Седьмой тип — колчеданный. Он охватывает линзообразные залежи колчеданных руд, залегающих в толщах эффузивно-осадочных пород. Месторождения очень похожи на своих аналогов на Урале и в Приуральском поясе Рудного Алтая. Однако здесь они имеют некоторые особенности. Ведущее положение в них, как и в уральских и алтайских аналогах, занимает пирит. Следующими по распространению являются халькопирит и сфалерит (иногда наоборот). Галенит играет подчиненную, но все же заметную роль. Когда в рудах начинает преобладать барит, галенит становится более распространенным. На выходах месторождений этого типа часто, но не всегда, образуются зоны ожелезнения, лимониты железной шляпы, накопления баритовых и кварцевых ожелезненных пород и песков и других аналогичных образований, которые могут расцениваться как очень хорошие поисковые признаки.

Главной особенностью месторождений этого типа является их исключительно тесная связь с крупными накоплениями эффузивов средней основности до основных и притом чаще всего образовавшимися в подводных условиях и вследствие этого превращенных в спилито-кератофировые серии. Эта связь имеет универсальный характер и выдерживается повсеместно во всем мире.

Второй особенностью нахождения месторождений этого типа является крайне характерное изменение вмещающих эффузивов или сланцев, развивающихся по этим породам. Это изменение представляет очень резко выраженные окварцевание и серицитизацию-хлоритизацию. Порода, вмещающие рудные тела этого типа, при этом превращаются или в кварц-серицитовые породы типа вторичных кварцитов или в такие же сланцы. Эти сильнейшие изменения сопровождаются осветлением окрасок пород, что является хорошим поисковым признаком для месторождений данного типа.

Многолетние поисковые работы на колчеданные руды на Урале привели к тому, что в число поисковых признаков для этих руд было добавлено, что они чаще всего находятся в антиклинальных структурах эффузивов верхнего силура—нижнего девона и, главным образом, на контактах кислых (лежащий бок) и основных (висячий бок) эффузивов. В казахстанских условиях эти закономерности пока не установлены.

Критериями прогноза благоприятных площадей по месторождениям этого типа в Центральном Казахстане могут служить:

1. Развитие мощных эффузивных толщ или сланцев, развившихся по эффузивам спилито-кератофирового характера.
2. Зоны осветления-обеления пород вплоть до превращения их в кварц-серицитовые или кварц-хлорит-серицитовые породы и сланцы.

3. Нахождение зон ожелезнения и баритизации поблизости от выходов этих рудных тел или прямо на головах их.

4. Близость однотипных месторождений и рудопоявлений, а также ареалов нахождения в составе шлиховых накоплений больших количеств барита, медных и свинцовых сульфатов и карбонатов.

Месторождения этого типа связаны непосредственными переходами с месторождениями галенит-баритового типа, почему они собственно и не являются полными аналогами уральских колчеданов и алтайских медно-цинково-пиритовых месторождений Прииртышского пояса.

Восьмой тип сложных зон окварцевания в поясах разломов и смятий среди преимущественных гнейсов, кварцитов и сланцев докембрия. Оруденение представлено преобладающим галенитом с подчиненным развитием пирита, халькопирита, сфалерита, сидерита. Оруденение в этом типе благодаря особенностям вмещающих пород (гнейсы, кварциты, серицитовые и кварц-слюдяные сланцы) развивается почти исключительно в порядке заполнения различных пустот, трещин, зон смятия, отслоений, срывов и т. д. с очень малой ролью метасоматических явлений или же вовсе без них. Поэтому рудные тела здесь имеют характер тонких жил, штокерков с линейной формой и линейных зон вкрапленников и распространяются на большую глубину. Отчетливой связи оруденения этого типа с какими-либо интрузиями абиссального или гипабиссального характера или эффузивами не устанавливается. Месторождения характеризуются почти полным отсутствием в зоне окисления таких типичных минералов, как англезит и церуссит, и отличаются относительно очень широким развитием плюмбоярозита и платнерита. Это создает дополнительный поисковый признак, поскольку эти минералы имеют ясно заметные характерные грязнозеленовато-желтые (плюмбоярозит) и черные (платнерит) окраски.

Критериями для прогноза благоприятных площадей в пределах этого генетического типа являются:

- 1) гнейсово-сланцевые толщи докембрия и, может быть, нижнего палеозоя,
- 2) зоны смятий и разломов,
- 3) значительное окварцевание в пределах этих зон,
- 4) близость однотипных полиметаллических месторождений и шлиховых ареалов на площадях развития гнейсов, кварцитов и сланцев докембрия.

Практическое значение их не особенно велико, но в мировой практике имеются примеры распространения оруденения в форме столбообразных залежей на большие глубины (до 1 км и более) — Кер д'Ален, Айдехо, США (ныне, впрочем, уже не эксплуатирующиеся).

* * *

Такова общая совокупность выявившихся генетических типов полиметаллического оруденения в Центральном Казахстане и их поисково-прогнозные критерии. Эти положения и должны лежать в основе при определении благоприятных по нахождению полиметаллического оруденения площадей. Таким образом, в данном случае выявление перспективных площадей на карте стало совершенно аналогичным поискам в поле, поскольку в обоих случаях основными отправными моментами являются поисковые (и прогнозные) признаки.

Но эти признаки не были единственными критериями для оконтуривания благоприятных площадей. Кроме них, принимались во внимание еще следующие отправные условия:

а) нахождение поблизости однотипных месторождений и рудопроявлений, а также рудных точек и заявок, расположенных в сходных или единых структурно-геологических элементах;

б) дополнительные благоприятные критерии по картам спецнагрузки (ареалы серицитизации, окремнения, баритизации, развития кварцевых жил, а также зон тектонических разломов, смятий и др.);

в) ареалы шлиховых и спектрометаллометрических данных с положительными показателями в отношении свинца, цинка и бария;

г) учет структурно-геологической обстановки в пределах площадей совпадения трех первых факторов.

Все это вместе взятое по совокупности и во взаимосвязи и позволяло более или менее уверенно оконтуривать благоприятные площади. Совпадение *всех* четырех групп благоприятствующих факторов давало возможность относить площади к *первоочередным*, требующим ближайшей по времени постановки совокупности комплексных поисково-съёмочных работ в масштабе не мельче 1 : 50 000 на одномасштабной или даже более детальной топооснове. Отсутствие полного совпадения *всех* этих групп факторов и, в частности, таких объективных данных, как данные спектрометрии, шлиховые данные или показания по карте спецнагрузки, позволяло относить площади к благоприятным, но уже *второочередным*.

Такой подход, конечно, не лишен известного субъективизма в оконтуривании площадей, но тем не менее он кажется единственно правильным, так как в своей основе все-таки опирается на конкретный фактический материал. Он дает также возможность оконтурить наиболее верно по совокупности наличных данных благоприятные площади, представляющие первое приближение к истине в меру достоверности масштаба карт, на которых ведется это оконтуривание.

Вся работа по обобщению фактического материала позволила сделать ряд выводов, которые естественно и необходимо вытекают из него и могут явиться исходными для корректировки проведенной работы и для дальнейшего углубления проблемы работы по прогнозам.

1. Преобладающая масса всех полиметаллических рудопроявлений любого масштаба, охваченных на карте прогнозов, очень резко приурочивается по своему размещению к трем различным структурно-геологическим ярусам: докембрийскому — сланцево-кварцито-гнейсовому (зоны окварцевания), позднекаледонскому (верхнесилурийскому) — эффузивно-туфо-песчаниковому (свинцово-баритовые, колчеданные и др.) и раннегерцинскому известняковому (свинцовисто-карбонатные, некоторые скарновые и др.).

Можно ли эту особенность возрастного распределения месторождений истолковывать как прямое указание на возраст минерализации или нельзя — вопрос сложный, пока еще очень неясный и дискуссионный. Но эта закономерность существует и не считаться с ней нельзя. Вероятнее всего связь этих месторождений с определенными отрезками геологического времени не столь примитивна, как только чисто возрастная приуроченность, а более сложна. Возможно, что здесь играют роль и историко-геологическая необратимая смена литологического характера фаций, и вместе с тем различие типов их реакции на тектогенез, и влияние совпадения или несовпадения всплесков тектоники с оживлением деятельности внутрикоровых глубинных магматических очагов — первичных носителей оруденения или первичных факторов мобилизации минерализованных гидротермальных растворов.

Точный и неоспоримый ответ на затронутый вопрос об истинном возрасте оруденения, несомненно, может дать только изучение изотопного

состава свинца в этих рудах на массспектрометрах по типу работ А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова.

2. Для типов свинцово-баритового, зон окварцевания, зон серицитизации, медисто-песчаникового и свинцово-карбонатного критическое обобщение материалов не дает возможности связывать их появление с какими бы то ни было магматическими массами любого характера (интрузивными, дайковыми или эффузивными). В отдельных случаях в современном денудационном срезе вообще неизвестно никаких изверженных пород, в других они хотя и имеются, но все их представители много старше оруденения, что совершенно исключает возможность генетической связи последнего с этими магматическими массами. Поэтому наличие или отсутствия масс изверженных пород в пределах того или иного участка не может использоваться ни для отрицания возможности нахождения полиметаллического оруденения, ни в качестве положительного поискового признака. Последнее и является главным для поисково-прогнозных работ по этим типам. Но это не должно являться аргументом для отрицания гипогенного характера их минерализации. Минералогический состав, изменение вмещающих пород и прочие типичные признаки доказывают их гипогенную природу и свидетельствуют, что эти рудные массы имеют гидротермальное происхождение. Для них только неясен первоисточник гидротерм. Но это должно повлечь за собой и снятие вопроса о первоисточнике гидротерм, так как он теряет всякий смысл, и во всяком случае выяснение связи этого оруденения с какими-либо глубинными магматическими очагами не сможет ни ничего прибавить к поисковым критериям, ни обеспечить больший успех поисковых работ.

С этой точки зрения эти месторождения можно было бы называть телемагматическими (Грейтон), или телемагматическими (Ниггли), или, вернее всего, отнести к месторождениям удаленной от материнских магм зоны (по Х. М. Абдуллаеву). Во всех этих названиях, однако, кроется все же признание прямой связи их с магмами, что не может быть ни доказано, ни опровергнуто. Поэтому лучше их характеризовать как гидротермальные месторождения, не имеющие видимой (и может быть генетической) связи с магматическими массами.

Совершенно отчетливую генетическую связь с изверженными породами имеют только типичные колчеданные месторождения. Но здесь она совершенно определена только с эффузивами или с их глубинными очагами, получившими связь с дневной поверхностью.

В скарновых месторождениях обоих типов, несмотря на явно близкое нахождение интрузивных пород (обычно гранитоидов) — естественных и необходимых участников процесса скарнообразования, генетическая связь полиметаллического оруденения с этими гранитами обычно доказана быть не может, так как оно почти всегда паллагается на скарны, как значительно более позднечременное образование.

Таким образом, почти все типы полиметаллических месторождений, кроме колчеданов, являются действительно месторождениями, не имеющими видимой связи с магматическими массами.

Радикальное решение вопроса о физико-химических условиях происхождения минерализации в этих типах месторождений могла бы дать термоминералометрия (наблюдения за температурами гомогенизации первичных двухфазовых или многофазовых включений) по типу работ Н. П. Ермакова и др.

3. При работе по составлению карты прогнозов обратил внимание факт близкого совпадения площадей, благоприятных и по меди и по полиметаллам. Отклонения от этого совпадения невелики и несущественны. Это совпадение получилось не по воле составителей, так как они работа-

ли отдельно и по меди и по полиметаллам, поэтому его нужно считать совершенно естественным и отвечающим фактическому материалу.

В основе этого совпадения, несомненно, лежит общность причин, обусловивших появление медного и полиметаллического оруденения. Рассмотрение же случаев несовпадения благоприятных площадей по меди и по полиметаллам показывает, что полиметаллическая минерализация почти всегда смещается в сторону преобладания карбонатных фаций, тогда как ареалы, благоприятные по меди, смещаются в сторону песчанников, алевритовых (или может быть вообще алюмосиликатных) и других фаций. Полное совпадение того и другого оруденения получается в случае одновременного присутствия алюмосиликатных обломочных и карбонатных ингредиентов в составе рудовмещающих пород. Вероятно, в этом нужно видеть влияние среды, воспринимающей оруденение безотносительно от характера источников приноса рудного компонента (гидротермальные растворы или холодные гипергенные; ионные и коллоидные растворы, или взвеси).

Эта закономерность существует и игнорировать ее нельзя. Она может быть использована как определенный поисковый и оценочный критерий.

4. Нельзя не отметить неувязность переходов между охарактеризованными выше генетическими типами полиметаллических месторождений Центрального Казахстана.

В самом деле, галенит-баритовые месторождения, обогащаясь постепенно пиритом, сфалеритом и другими сульфидами, совершенно незаметно переходят в колчеданные, однако приобретая при этом характернейший признак колчеданов (помимо существенного пиритового состава) — тесную и совершенно непосредственную (генетическую) связь с эффузивами. Колчеданные месторождения, характеризующиеся типичным околорудным изменением — серицитизацией и окварцеванием, в этом отношении очень близки к настоящим вторичным кварцитам, в составе оруденения которых, однако, свинец и цинк играют уже малую роль или же вовсе не констатируются. С другой стороны, баритовые месторождения сульфидных полиметаллических руд, обогащаясь кварцем (и сфалеритом), превращаются столь же постепенно в кварцево-жильные, а последние, обогащаясь скарновыми силикатами, превращаются в скарново-жильные уже с заметным участием халькопирита. Далее, баритовые и кварц-баритовые жильные пластообразные месторождения среди песчанико-сланцевых флишеидных пород при смене этой фации на песчаниковую с карбонатным цементом превращаются в медистые песчаники джек-казганского типа, а последние, столь же непрерывно обогащаясь карбонатом с одновременным усилением роли галенита, постепенно переходят в карбонатные породы с прожилково-вкрапленным оруденением галенитом.

Это, несомненно, в своей основе имеет общность причин, обусловивших минерализацию.

На основе охарактеризованных выше обобщений и материалов был составлен вариант карты прогнозов полиметаллического оруденения в Центральном Казахстане, который является первой попыткой проведения подобных работ. И поскольку эта карта является первым приближением к поставленной задаче, она должна все время корректироваться — исправляться и дополняться. Равным образом должны продолжаться и все прочие работы по обобщению материалов по полиметаллам Центрального Казахстана и остальных его частей. К настоящему времени кажется совершенно необходимой следующая программа дальнейших мероприя-

тий по улучшению и модернизации карты прогнозов вообще и по полиметаллам в частности.

1. Корректировка и уточнение благоприятных площадей по данным геолого-поисковых и съемочных работ 1954 и следующих годов.

2. Проверка еще не проревизованных заявок и плохо освещенных со стороны генетической позиции рудных точек.

3. Выявление возможных закономерностей в распределении малых примесей к полиметаллическим рудам (серебро, золото, сурьма, мышьяк, галлий, индий, кадмий, таллий, германий и др.) по отдельным структурно-геологическим районам, по генетическим группам и по возрастам вмещающих оруденение пород.

Помимо этого необходимо расширение площади, охватываемой этой работой, на соседние районы Казахстана, в первую очередь на районы Чингиза и всего Востока КазССР до Джунгарского Ала-Тау включительно и на Бетпак-Далу и северный Тянь-Шань на юге.

Затем нужно поставить вопрос о повторении всего комплекса работ, начиная с составления геолого-структурной карты и до выяснения контуров благоприятных площадей, но уже в масштабе 1 : 200 000 для отдельных, наиболее важных в практическом отношении районов.

Последние мероприятия, впрочем, нужны не только в отношении полиметаллических руд, но и для всего комплекса полезных ископаемых Казахстана.

РЕЗЮМЕ

Мақалада, болжау картасы материалы бойынша, Орталық Қазақстанның дала кеңістігінде қорғасын және мырыш заттарының шашрауы және үйрімделіп қорғалауы негізгі заңдылығы туралы жазылған.

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

1955

Серия геологическая

Вып. 20

Г. Б. ЖИЛИНСКИЙ**О НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ
ОЛОВОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ**

Олово в Центральном Казахстане было известно очень давно. Об этом свидетельствуют следы древних разработок, сохранившиеся на некоторых месторождениях, и указания историков на то, что некогда на территории современного Джезказгана выплавлялась бронза. Естественно предположить, что олово для производства бронзы доставлялось из близлежащих мест.

Первые более или менее достоверные указания на оловоносность Центрального Казахстана мы находим уже в заново пересоставленной в 1680 г. «Книге Большого Чертежа». После довольно точного описания местонахождения гор Улу-Тау в ней сказано: «...гора Улутова, по нашему Великая гора, а в ней олово» (1).

Современные сведения об оловоносности Центрального Казахстана относятся уже к 1931 — 1934 гг.

В 1936 г. олово было заново открыто в горах Улу-Тау. С этого времени и следует считать начало систематического изучения оловоносности Центрального Казахстана.

За прошедшее с 1936 г. время, несмотря на большие успехи в геологическом изучении Центрального Казахстана, наши знания особенностей оловянной минерализации в этом районе все еще остаются на невысоком уровне. Следствием этого является существующий подход к оценке металлогенетических особенностей Центрального Казахстана, в частности оловянной минерализации в пределах этого района.

Одна из первых оценок оловоносности района была дана академиком С. С. Смирновым еще в 1941 г. В то время он относил Центральный Казахстан так же, как, впрочем, Северный Кавказ, Закавказье, Урал и Среднюю Азию, к числу неоловоносных районов. Говоря об этих районах, С. С. Смирнов писал: «...очевидно, есть серьезные основания считать, что все эти районы не являются оловорудными в подлинном смысле слова» (6). Напомним, что критериями, достаточными для отнесения того или иного района к числу оловоносных, он считал: 1) региональное распространение оловорудных проявлений, 2) более или менее значительный или во всяком случае вполне ощутимый процент выхода промышленно интересных объектов и 3) региональную зараженность оловом других рудных скоплений. Два из этих признаков, достаточных для отнесения района к числу оловорудных, имеются в Центральном Казахстане. В отношении третьего вопрос пока не решен, но это обстоятельство не может служить основанием для пессимистических выводов, так как, говоря сло-

нами того же С. С. Смирнова, «...тонна олова, разведанного в ближайших, хорошо освоенных районах, таких, например, как Кавказ, Казахстан и др., стоит нескольких тонн, разведанных в отдаленных районах Северо-Востока. Возможность же обнаружения единичных неплохих оловянных месторождений на Кавказе, в Центральном Казахстане и в других районах с широким развитием гранитоидов, разумеется, вполне реальна. Не следует только, как уже указывалось, на основании подобных единичных находок создавать преувеличение оценки перспектив» (6).

Академик К. И. Сатпаев на основе уже новейших данных, говоря о металлогенических особенностях Центрального Казахстана, отмечает, что «олово выявлено пока скромно и почти всегда связано с некоторыми своеобразными ассоциациями редких металлов. Концентрация его имеет явную тенденцию к нарастанию в направлении южной и юго-восточной границ Центрального Казахстана. Характерна также рассеянная минерализация касситерита и некоторых редких металлов в районах западной и северо-западной окраин Центрального Казахстана» (3).

Указанные особенности распространения и локализации олова обусловлены некоторыми общегеологическими факторами. На этих рудоконтролирующих факторах мы остановимся несколько подробнее.

Из числа основных геологических факторов, определяющих условия пространственного размещения оловянной минерализации, для Центрального Казахстана могут быть выделены стратиграфические (возрастной контроль), структурно-геологические, магматические, литолого-петрографические и металлогенические.

Возраст оловорудных проявлений и связь оловянной минерализации с этапами интрузивной деятельности

Оловорудные месторождения, как известно, могут быть в генетической связи со всеми без исключения этапами магматической деятельности, причем обычно в разных оловоносных районах максимальные концентрации олова соответствуют различным этапам магматизма и металлогении. Не касаясь здесь изменения масштабов оловорудных проявлений в разные эпохи геологического прошлого Земли, отметим только определенную закономерность в изменении во времени соотношения различных типов оловянной минерализации.

Известно, что для наиболее ранних эпох интрузивной деятельности более характерны оловорудные проявления пегматитовой формации. Для герцинского и киммерийского этапов в других оловоносных районах особенно характерны оловорудные месторождения касситеритово-кварцевой формации, но при этом уже в конце герцинского этапа и особенно в киммерийский этап довольно широко проявляются касситеритово-сульфидные месторождения, главным образом двух первых типов (скарповый и турмалиново-сульфидный). В альпийский этап магматизма и металлогенеза почти все промышленные концентрации олова, как правило, относятся к касситеритово-сульфидному типу.

По имеющимся данным, проявления оловянной минерализации на территории Центрального Казахстана связаны тоже с различными периодами геологического времени, с различными эпохами магматизма.

Наиболее ранним этапом интрузивной деятельности, сопровождавшейся оловянной минерализацией, здесь следует считать докембрийский этап, так как в кембро-силурийских конгломератах уже встречается галька песчаников с обломочным касситеритом. Упомянутые выше оловорудные проявления в горах Улу-Тау генетически связаны с раннекаледонскими гранитами, другие рудопоявления в том же районе и несколько

севернее — с позднекаледонскими. Оловянная минерализация в остальных районах Центрального Казахстана генетически связана с герцинским магматизмом, главным образом с позднегерцинским.

В связи с этим могут быть выделены пять основных этапов, с которыми связаны во времени различные проявления оловянной минерализации.

1. *Допалеозойский этап* — касситерит, переотложенный в кембрийских осадочных породах Карсакапайского района, и некоторые признаки оловоносности в других районах.

2. *Раннекаледонский этап* — оловорудные проявления вдоль восточного обрамления Тургайской низменности и в сопредельных районах.

3. *Позднекаледонский этап* — оловорудные проявления и признаки оловянной минерализации на севере Центрального Казахстана.

4. *Раннегерцинский этап* — оловорудные проявления в области основного водораздела или так называемая Сары-Арка.

5. *Позднегерцинский этап* — оловорудные и комплексные редкометальные месторождения юго-западной и южной окраин Центрального Казахстана.

Разделение оловорудных проявлений на приведенные возрастные группы обосновано не только общими геологическими критериями, но подтверждается и определениями абсолютного возраста касситерита из многих мест Центрального Казахстана, который варьирует от 287 до 99 млн. лет (аналитик М. Н. Строева, ИГН АН КазССР). Это видно из данных таблицы 1.

Таблица 1
Данные определений абсолютного
возраста касситеритов
Центрального Казахстана

Место взятия	Абсолютный возраст в млн. лет
Чебанайское	287
Майкуль	233
Караоба	220
Шолпан	170
Южный Атасу	125
Западный Атасу	99

Приведенные данные характеризуют возраст самых последних стадий становления интрузий. Поэтому и по ряду чисто технических причин данные абсолютного возраста оруденения не совсем совпадают с геологическими данными.

Для выяснения генетических особенностей оловорудных проявлений Центрального Казахстана имеет некоторое значение и тот факт, что большинство рудопроявлений здесь связано с тремя последними этапами магматической деятельности. Кроме того, отчетливо устанавливается нарастающее

масштабов оловянной минерализации от древних этапов к более молодым. Широко распространенное мнение о том, что редкометальные месторождения Центрального Казахстана связаны только с позднегерцинским вулканизмом, не является вполне верным.

Из всего относящегося к возрастному контролю распределения оловянной минерализации можно сделать вывод, что наиболее интересными являются рудопроявления герцинского возраста. Кроме того, наиболее ранним эпохам вулканизма в Центральном Казахстане свойственны оловорудные проявления только типа рассеянной минерализации в гранитах, пегматитового типа и грейзенового типа кварцево-жильной формации. Все эти типы оловянной минерализации сами по себе, как известно, не представляют большого интереса, но с ними могут быть связаны важные в промышленном отношении россыпи (5).

С позднейшими этапами магматической деятельности в Центральном Казахстане генетически связаны более разнообразные по типам оловорудные проявления кварцевой и сульфидной формаций. Следовательно,

и с этих позиций районы распространения герцинских интрузий представляют несомненно больший интерес.

Эти общегеологические возрастные критерии могут быть использованы для предварительных поисковых прогнозов и для выбора метода ведения поисковых работ. В зависимости от типа и генетических особенностей предполагаемых месторождений методика поисковых работ может существенно изменяться.

Там, где есть основание предполагать преимущественное распространение месторождений касситеритово-сульфидной формации, особенно где плохо развита гидросеть, иногда более эффективным является не шнуровой метод поисков, а метод площадной металлометрической съемки.

Связь оловорудных проявлений с региональными геологическими структурами

Этот вопрос имеет исключительно важное значение для определения генетических особенностей оловорудной минерализации.

В самом деле, во всех других оловорудных районах Союза, как и в главнейших оловорудных провинциях мира, отчетливо выражена пространственная и генетическая связь оловорудных месторождений с региональными геологическими структурами.

Обычно эта связь проявляется в линейном расположении месторождений вдоль крупных структурно-тектонических линий. В ряде мест такая связь настолько характерна, что геологические структуры, контролирующие оловянное оруденение, получили наименование «оловоносных поясов». Там, где «оловоносные пояса» хорошо выражены (Тихоокеанский рудный пояс), прогноз перспективных на олово площадей не вызывает затруднений. Этим отчасти и объясняется высокая эффективность поисковых работ в таких районах.

Известно, что области платформ и внутригеосинклинальных жестких массивов («глыбы», «плиты») в отношении оловорудных проявлений мало перспективны. Для таких областей лишь отчасти характерны оловоносные пегматиты. Оловорудные месторождения других генетических типов в области древних платформ являются исключительной редкостью.

Участки платформ, закрытые молодыми морскими осадками или мощными покровами базальтовых лав, практически следует считать бесперспективными по олову.

Оловянная минерализация наиболее характерна для древних геосинклинальных областей, сложенных сильно дислоцированными осадками. В области непосредственного обрамления щитов и жестких массивов, обычно в основном сложенных терригенными осадками, весьма характерны оловорудные месторождения касситеритово-кварцевой формации. Для интрагеосинклинальных областей типичны рудопроявления касситеритово-сульфидной формации.

Из числа местных структурно-геологических факторов, контролирующих оруденение, можно указать на крупные антиклинальные складки, в ядрах которых располагаются рудоносные интрузии, а в сводовой части обычно локализуются месторождения касситеритово-кварцевой и отчасти пегматитовой формаций.

Вдоль крупных разрывных нарушений в складчатых областях, наоборот, чаще локализуются месторождения касситеритово-сульфидной формации. Эта зависимость особенно характерна для молодых металлогенических провинций с проявлениями киммерийского и альпийского вулканизма.

Геологические структуры Центрального Казахстана очень сложны. Они изучены еще далеко не достаточно, поэтому во многих районах Центрального Казахстана совершенно не удается увязать пространственное положение месторождений и их генетическую связь с региональными структурами. Это не означает того, что такой связи в данном регионе вовсе нет. В отдельных районах Центрального Казахстана, хотя и в замаскированном виде, она все же выражена. Так, например, в Западном Прибалхашье геологические структуры имеют северо-западное линейное направление. Этому же направлению по главным структурным линиям здесь следуют все рудопроявления.

В западной части Центрального Казахстана, вдоль Тургайской депрессии, геологические структуры имеют Уральское (меридиональное) направление, которому, грубо говоря, следуют и эндогенные месторождения. Несколько менее отчетливо линейная ориентированность рудопроявлений вдоль главнейших геологических структур выражена по северо-восточной периферии Центрального Казахстана. Здесь, севернее хребта Чингиз, наблюдается северо-западное простираание главнейших геологических комплексов, являющихся продолжением Калба-Нарымских (алтайских) структур. Все известные магматогенные рудопроявления здесь расположены линейно вдоль этих структур.

В срединной части рассматриваемой территории (Сары-Арка) такой линейной ориентировки структурных элементов и рудных проявлений не усматривается, и это сильно затрудняет определение перспективных площадей.

Для перспективного прогнозирования нам представляется совершенно необходимым иметь общепринятую схему структурного районирования Центрального Казахстана. К сожалению, такая схема пока еще не выработана, хотя в последнее время и появилось много новых частных схем, по-разному трактующих одни и те же вопросы. Правильное разрешение этой важной для практики задачи возможно только на основе коллективного труда ведущих ученых республики.

По нашим наблюдениям над оловоносностью Центрального Казахстана и по данным других исследователей (Г. Н. Щерба) можно сделать еще один важный в практическом отношении вывод о структурно-геологическом контроле. Этот вывод заключается в том, что вся территория Центрального Казахстана в структурно-геологическом отношении может быть разделена на два отчетливо различных района: восточный и западный. Граница между этими районами не прямолинейна и проходит где-то в районе 72 и 73 меридианов. В структурно-геологическом отношении она хорошо выражена выходами наиболее древних толщ (допалеозоя), образующих так называемый «срединный антиклинорий», по Г. Н. Щерба (11).

Район, расположенный западнее указанной границы, характеризуется широким развитием древних осадочных пород и преимущественно догерцинских интрузий. Морские отложения здесь представлены главным образом типичными терригенными осадками области шельфа. Вулканогенные отложения на этой территории имеют резко подчиненное значение.

В структурно-тектоническом отношении этот район характеризуется тем, что уже в палеозое он консолидировался как жесткий массив и на тектонические напряжения реагировал глубокими разломами.

Металлогения западной части Центрального Казахстана тоже своеобразна и во многом отлична от имеющейся в восточной. Здесь ведущими в металлогении элементами являются медь (Джезказган, Атбасар), золото (Степняковский район) и редкие металлы. Полиметаллы для этой

территории менее характерны и представлены своеобразными типами месторождений (Джезказган, Караджал, Кургасын, Ефимовское).

С точки зрения оловянной минерализации, это — район распространения рудопроявлений касситеритово-кварцевой формации. Исходя из этих особенностей оловорудных проявлений, можно заключить, что в западной части Центрального Казахстана касситерит часто встречается в шлихах. Поэтому для данной территории шлиховой метод поисков вполне себя оправдывает, в то время как для восточной (см. ниже) более эффективен метод металлометрии.

Восточная половина Центрального Казахстана отличается от западной прежде всего тем, что она имеет сложную мозаичную структуру. Последняя является следствием того, что здесь значительно дольше проявлялись складчатые дислокации и более интенсивными были глыбовые подвижки. Район этот в верхнем палеозое и отчасти даже в мезозое все еще был мобильной геосинклинальной областью с интенсивным накоплением осадков и с мощными проявлениями экструзивной деятельности. Поэтому среди верхнепалеозойских отложений здесь преобладают глубоководные фации и эффузивы. Второй отличительной особенностью района является широкое проявление герцинского магматизма при резко подчиненном значении верхнекаледонских интрузий. Соответственно с этими основными геологическими особенностями района его металлогения резко отлична от металлогении в западной части Центрального Казахстана. Здесь ведущими в металлогении являются полиметаллы (скарновая формация), медь (вторично-кварцитовый тип) и отчасти редкие металлы (скарновый тип и кварцево-жильная формация).

В отношении оловянной минерализации этот район резко отличается от предыдущего тем, что в его пределах почти совершенно нет касситеритово-кварцевых рудопроявлений, но зато встречаются рудопроявления касситеритово-сульфидного типа. В прямой связи с особенностями оловянной минерализации находится и россыпная оловоносность. Известно, что касситеритово-сульфидные месторождения олова обычно содержат только мелкодисперсный касситерит и россыпей не образуют (5). По этой причине касситерит в восточной половине Центрального Казахстана встречается в шлихах очень редко и шлиховой метод поисков для этой территории мало эффективен на олово. Это также объясняется и геоморфологическими особенностями района (слабым развитием гидросети).

Основные генетические особенности оловорудных проявлений этой части Центрального Казахстана заключаются в распространении здесь некоторых типов касситеритово-сульфидной минерализации, которая при шлиховом методе поисков здесь может быть легко пропущена. Поэтому для этой территории основным поисковым методом на олово следует считать площадную спектрометаллометрию.

Необходимо отметить еще одно различие выделяемых районов Центрального Казахстана. В восточном районе олово как химический элемент широко распространено во всех других рудах (как элемент-примесь), в западном в других рудах оно почти не встречается. Это наблюдение, характеризующее геохимические особенности указанных территорий, имеет некоторое значение для выяснения генезиса оловорудных проявлений и отчасти служит основанием для проведения в восточной половине Центрального Казахстана ревизии на этот элемент полиметаллических, железных и медных руд и руд редких металлов.

Приведенное нами районирование Центрального Казахстана было сделано главным образом на основе изучения некоторых частных металлогенических особенностей рассматриваемых областей, но оно не противоречит и общегеологическим построениям Г. Н. Щербы и в ряде случаев

удачно их дополняет. Таким образом, разделение Центрального Казахстана на восточную и западную части обосновано не только эмпирическими данными, но и всей историей их геологического развития. В основе всего этого лежит огромный фактический материал, обобщаемый в настоящее время коллективом геологов ИГН АН КазССР и Казахского геологического управления Министерства геологии и охраны недр в металлогенических прогнозных картах (9,10).

Надо думать, что в ближайшие годы будет выработана общепризнанная схема детального структурно-геологического районирования Центрального Казахстана, которая будет иметь большое значение для дальнейшего развития работ по прогнозам.

Генетическая связь оловорудных проявлений с различными по составу интрузиями

Известно, что изучение типов и состава магматических комплексов имеет первостепенное значение при выяснении металлогенических особенностей того или иного района. В отношении оловорудной минерализации уже давно установлено (7, 8, 9), что с крупными интрузиями гранитной магмы, давшими массивы глубокого заложения (типа батолитов), обычно связаны оловоносные пегматиты и месторождения касситеритово-кварцевой формации. Для таких гранитных массивов, обычно находящихся в эндобатолитовой стадии эрозии, характерны овальная вытянутая форма и приуроченность их к осевой части крупных антиклинальных складок.

С гранитными интрузиями среднеглубинного и неглубокого заложения обычно связаны месторождения касситеритово-кварцевой (часто с вольфрамитом) и касситеритово-сульфидной формаций, считающихся наиболее надежными в промышленном отношении (6). Для таких гранитных массивов характерна изометричная или слегка вытянутая форма с чрезвычайно неровными контактами и с массой небольших сопровождающих интрузию гранитных выходов, представляющих собой апикальные выступы интрузивов. Весьма характерны и сложное строение таких массивов, большое фациальное разнообразие слагающих интрузию пород (от гранитов до гранодиоритов), обилие жильных дериватов гранит-порфирового и лампрофирового ряда, но почти без пегматитов, сильное контактное воздействие интрузии на вмещающие породы с преимущественным развитием турмалиновых и кордиеритовых роговиков, явления ассимиляции и гибридизма и т. п. Кроме того, для оловоносных гранитов этого типа характерны повышенное содержание олова и присутствие акцессорного касситерита. Размер гранитных массивов относительно невелик, причем такие массивы часто располагаются целыми группами, образуя цепочки вдоль основных складчатых структур или крупных разломов.

Для гранитных массивов, вытянутых вдоль основных складчатых структур, иногда характерно то, что они локализируются на крыльях крупных антиклинорий — в ядрах антиклинальных складок второго порядка, осложняющих эти крылья.

Для районов развития таких структур и интрузий чрезвычайно характерна своеобразная локализация рудопоявлений в виде хорошо выраженных поясов преимущественного проявления тех или иных металлов («золотой пояс», «полиметаллический пояс», «молибденовый пояс», «оловянный пояс» и т. д.).

С интрузиями неглубокого заложения, характеризующимися небольшими размерами, приуроченностью к линиям крупных тектонических

разрывов («трещинные интрузии»), повышенной основностью (породы гранит-порфирового и гранодиоритового ряда) и иногда наличием субэффузивных фаций, генетически связаны месторождения касситеритово-сульфидной формации, причем почти исключительно турмалиново-сульфидного, хлоритово-сульфидного и собственно-сульфидного типов.

Наконец, следует указать и на то, что в некоторых молодых вулканических областях имеют место рудопроявления олова, генетически связанные с кислыми эффузивами.

В отношении особенностей металлогении Центрального Казахстана необходимо отметить, что вопрос о связи оруденения с интрузиями во многих случаях здесь не получил еще однозначного разрешения.

Тематические петрографические исследования оловоносных интрузий Центрального Казахстана пока еще отстают от запросов геологопоисковиков. Имеющиеся частные данные дают материал только для самых общих, сугубо предварительных, обобщений. По этим данным, рудопроявления касситеритово-кварцевой формации в Центральном Казахстане в большинстве случаев генетически связаны с небольшими (сравнительно) ультракислыми, преимущественно калиевыми лейкократовыми гранитами. Для таких интрузий чрезвычайно характерно многофазное строение, причем собственно оловоносными обычно являлись самые последние фазы интрузивной деятельности. Состав оловоносных интрузий здесь часто характеризуется повышенным содержанием акцессорного касситерита и интенсивным проявлением турмалинизации, флюоритизации, а также грейзенизации.

Кроме того, во всех породах и чистых породообразующих минералах (слюды, полевые шпаты) оловоносных интрузий Центрального Казахстана спектральными анализами устанавливается повышенное содержание олова.

Собственно касситеритово-кварцевые рудопроявления здесь иногда ассоциируют и с нормальными гранитами, но геохимические особенности этих гранитов аналогичны отмеченным для ультракислых.

Касситеритово-сульфидные рудопроявления (скарнового типа) более характерны для нормальных гранитов, часто связанных постепенными переходами к гранодиоритам. Эта закономерность является общей для всех оловорудных месторождений касситеритово-сульфидной формации, и Центральный Казахстан в данном случае не является исключением из общего правила.

Намечается и еще одна закономерность в генетической связи оловорудных проявлений с различными гранитными интрузиями. Для интрузий глубинной фации типа батолитов характерны оловоносные пегматиты и грейзеновый тип оловянной минерализации, для среднеглубинных интрузий — кварцево-жильные оловорудные проявления. Для небольших (гранодиоритовых) интрузий гипабиссальных фаций, повидимому, наиболее характерны оловорудные проявления касситеритово-сульфидного типа.

В связи с общегеологическими особенностями Центрального Казахстана в западной его части широко распространены очень крупные абиссальные интрузии и соответственно проявлены характерные для них типы оловянной минерализации. В восточной части, наоборот, преобладают интрузии среднеглубинные и гипабиссальные, поэтому и типы оловянной минерализации здесь существенно иные. Однако необходимо отметить, что на территории Центрального Казахстана пока нет достоверных указаний на проявления типичных интрузий приповерхностного заложения (имеются сведения о таких интрузиях лишь для района Семейтауских гор), что ставит под некоторое сомнение возможность проявления в его пределах наиболее характерных типов касситеритово-сульфидной мине-

рализации. Это замечание пока не может иметь принципиального значения для Центрального Казахстана, так как проблема изучения гранитных интрузий здесь еще не снята с повестки дня и практическое разрешение ее может привести к самым неожиданным результатам.

Рудовмещающая среда

Известно, что генетические особенности месторождений во многом зависят от состава рудовмещающих пород.

Внешняя среда (вмещающие породы) оказывает особенно заметное влияние на формирование и локализацию оловорудных месторождений (7, 9). Не останавливаясь на этом подробно, отметим только, что песчаниково-сланцевая среда наиболее благоприятна для касситеритово-кварцевых рудопоявлений, но в этих породах могут быть и все другие генетические разновидности оловорудных проявлений.

Известняки, как правило, содержат оловорудные проявления только скарнового типа. Изверженные породы кислого ряда наиболее благоприятны для локализации оловоносных пегматитов и касситеритово-кварцевых проявлений, но кислые разности эффузивов часто являются благоприятной средой и для касситеритово-сульфидной минерализации.

Большинство оловорудных проявлений Центрального Казахстана локализовано среди гранитов материнских интрузий; это и предопределило широкое развитие таких типов минерализации, как грейзеновый, кварцево-жильно-грейзеновый и собственно кварцево-жильный. Однако нужно заметить, что при оценке металлогенических особенностей района нужно не забывать и вторую сторону вопроса, которая заключается в том, что вмещающие интрузию осадочные или эффузивные комплексы опосредованы сравнительно плохо. Только в последнее время было обращено на них внимание и поэтому сейчас рудопоявления находят не в гранитах, а преимущественно в их экзоконтактной полосе.

Грейзеновый и кварцево-жильно-грейзеновый типы оловянной минерализации можно считать характерными и для эффузивных толщ.

Среди отложений песчаников и сланцев здесь особенно характерно проявление кварцево-жильного типа оловянной минерализации. Реже среди песчаниково-сланцевых пород встречаются оловорудные проявления и турмалиново-кварцевого типа.

Для карбонатных толщ в Центральном Казахстане, как и в других местах, характерен скарновый тип оловянной минерализации.

Приведенные выше закономерности проявлений различных типов оловянной и иной минерализации в зависимости от состава рудовмещающих пород установлены при составлении карты прогнозов на редкие металлы. Ими можно уверенно руководствоваться при перспективной оценке локальных районов и при проведении поисковых работ.

Благоприятные минеральные и геохимические ассоциации

Некоторые минеральные и геохимические ассоциации тоже могут служить в качестве поискового признака.

Возьмем, к примеру, такую обычную генетическую пару, как олово и вольфрам. Эти элементы почти всегда сопутствуют друг другу. В данном случае мы имеем пример тесной генетической связи этих элементов. Такая же генетическая связь наблюдается у олова с молибденом, с висмутом, иногда с сурьмой и с некоторыми полиметаллами. Однако не со всеми из перечисленных элементов олово встречается в одинаковых усло-

ниях. Для вольфрама, молибдена и висмута характерны ассоциации с оловом только в высокотемпературных пневматолитово-гидротермальных месторождениях. С сурьмой и полиметаллами олово чаще всего встречается в месторождениях умеренно-термальных и главным образом в тех из них, которые образуются в значительном удалении от материнских интрузий и на небольшой относительно глубине.

В природе существует и другая, менее заметная геохимическая и металлогеническая связь олова с другими элементами, например с золотом. Эти металлы нам кажутся антагонистами в природе. В самом деле, пожалуй нет таких месторождений, где золото и олово находились бы совместно и в металлогеническом единстве. Иногда в оловянных месторождениях отмечается золото и, наоборот, в золоторудных — олово. Но эти примеси никогда не дают ощутимых промышленных концентраций и, как правило, бывают связаны с различными, сильно разобщенными во времени этапами минерализации.

Вместе с тем между ними имеется несколько связующих минералов (шеелит, арсенопирит, турмалин и т. п.), которые встречаются и в тех и в других месторождениях, отчасти указывая тем самым на своеобразную геохимическую связь олова и золота.

Кроме того, во всех оловянных провинциях почти всегда намечаются золотоносные районы, причем характерно, что пространственное и структурно-геологическое положение оловянных и золотых «поисков» также указывает на отдаленную металлогеническую связь этих двух элементов.

Следовательно, пользуясь методом исключения, можно и нужно учитывать особенности распределения золоторудных месторождений. Иногда это дает основание наметить перспективные площади на олово, в других случаях, наоборот, исключить золотоносные площади из числа перспективных на олово.

Мы остановились на металлогенической связи только двух элементов (золото и олово). Но нетрудно установить определенную связь олова и с медной, с полиметаллической, свинцовой или молибденовой минерализацией.

Данная проблема еще требует специального изучения, но уже на этой стадии следует учитывать металлогенические и геохимические особенности олова при выделении перспективных и мало надежных по олову районов.

К числу перспективных районов относится вся восточная, западная, северо-западная, центральная и южная часть описываемой территории, где широко проявлена редкометальная и полиметаллическая минерализация и где олово образует надкларковые концентрации в этих рудах.

К числу мало надежных районов следует отнести всю северную золотоносную территорию и всю территорию Сарысу-Ишимского водораздела от Караганды — на востоке до Джезказгана — на западе. В пределах этих мало перспективных по олову площадей заслуживают внимания лишь очень небольшие благоприятные в геологическом отношении участки, но они составляют очень малый процент от всей площади.

* * *

Изложенные нами частные вопросы общей металлогении и генетических особенностей оловорудных проявлений позволяют наметить для Центрального Казахстана некоторые закономерности оловянной минерализации, а также и россыпной оловоносности и с учетом этих закономерностей планировать поиски. Все это нашло свое отражение на пометаль-

ных металлогенических прогнозных картах Центрального Казахстана. В число таких карт входит и карта прогнозов на олово.

Главным результатом работы по составлению прогнозной карты на олово, кроме выделения перспективных площадей, следует также считать установление описанного выше многообразия генетических типов оловянной минерализации в Центральном Казахстане и многоэтапность их проявления во времени. Кроме того, важным научным и практическим выводом является наметившаяся перспективность некоторых районов в отношении касситеритово-сульфидной минерализации. В этой связи можно сослаться на мнение непревзойденного авторитета в области оценки оловорудных месторождений академика С. С. Смирнова. В статье «Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях» (5) он еще в 1937 г. указывал, что сульфидно-касситеритовым месторождениям незаслуженно отводится чрезвычайно малая роль по сравнению с месторождениями типа пегматитов и кварц-касситеритовых пневматолитов.

С. С. Смирнов в этой статье указывает на то, что сульфидно-касситеритовые месторождения, как правило, представляют большую ценность и что они во многом сходны с обычными месторождениями основных цветных металлов и почти полностью совпадают с последними в своих крайних типах. Они во многих случаях располагаются далеко за пределами экзоконтактовой зоны и иногда даже теряют ясную связь с материнской интрузией. Касситеритово-сульфидные месторождения, как известно, чаще связаны с кислыми и умеренно-кислыми интрузиями, т. е. с теми же типами пород, с какими наиболее часто связаны месторождения сульфидов основных цветных металлов.

В конце статьи С. С. Смирнов приходит к выводу о том, что «наиболее широкое развитие сульфидно-касситеритовых месторождений мы можем встретить в оловоносных районах, богатых сульфидными проявлениями и относительно бедных пегматитами и кварцевыми пневматолитами». Именно такие условия мы и имеем в некоторых районах Центрального Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макшеев А. Географические сведения «Книги Большого Чертежа». Записки ИРГО, т. VI, 1880.
2. Нехорошев В. П. Оловоносность Алтая и ее связь с особенностями геологического строения. Проблемы советской геологии № 3, 1935.
3. Сатпаев К. И. О металлогенических эпохах, формациях и поясах Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 17, 1953.
4. Сатпаев К. И. О прогнозных металлогенических картах Центрального Казахстана. Известия АН СССР, серия геологическая, № 6, 1953.
5. Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Известия АН СССР, серия геологическая, № 5, 1937.
6. Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов. Советская геология № 3, 1941.
7. Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, ОНТИ, 1939.
8. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. II, 1953.
9. Цветков В. М. Олово. Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 39, 1947.
10. Щерба Г. Н. Структурно-морфологические особенности некоторых месторождений редких металлов в Центральном Казахстане. Известия КазФАН СССР, серия геологическая, № 8, 1946.
11. Щерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 20, 1954.

РЕЗЮМЕ

Орталық Қазақстанда қола минерализациясының генетикалық ерекшеліктері туралы жаңа мәліметтер және олардың кейбіреуінің кен іздеудегі маңызы келтірілді.

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Серия геологическая

1955

Вып. 20

Л. А. МИРОШНИЧЕНКО

О СКАРНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Рудоносные скарны Центрального Казахстана по сравнению с другими типами месторождений изучены слабо. К настоящему времени нет ни одной работы, которая бы содержала обобщение фактического материала по скарнам Центрального Казахстана. Основными работами в области изучения минерализованных скарновых полей этого региона являются исследования М. П. Русакова. Описание отдельных полей скарнов приводится Н. И. Наковником, Г. М. Мазаевым, В. С. Дмитриевским, Ф. И. Вольфсоном, А. О. Кайзером, Л. А. Мирошниченко и другими.

В последние годы скарны Центрального Казахстана в связи с приуроченностью к ним разнообразного комплекса полезных ископаемых привлекают все больший интерес, поэтому выработка критериев для поисков и оценки скарновых полей является одной из важных задач для геологов Казахстана. В результате геологических исследований, проведенных автором на протяжении 1950 — 1954 гг., а также многочисленных работ производственных организаций получен обширный фактический материал, освещающий строение и вещественный состав скарновых полей Центрального Казахстана. Данная работа является первой попыткой обобщить результаты этих исследований и наметить некоторые основные закономерности в распределении скарнов.

Характер распределения и положение скарнов
в региональных структурах Центрального Казахстана

В пределах Центрального Казахстана зарегистрировано более 100 скарновых площадей, расположенных, в основном, в пределах восточной его половины, и только отдельные скарновые поля отмечаются в Северном Казахстане и юго-восточной части Бетпак-Далы.

В восточной половине Центрального Казахстана скарновые месторождения сосредоточены на сравнительно небольших площадях и обычно встречаются целыми группами, среди которых можно выделить следующие: 1) Североказахстанскую, 2) Баянаульскую, 3) Каркаралинскую, 4) Саменбетскую, 5) Шетскую, 6) Саякскую, 7) Караджальскую.

Эти группы скарнов сконцентрированы преимущественно в пределах треугольника с вершинами Карагайлы на северо-востоке, Шалгия на юго-западе и Гульшад — на юго-востоке. Распределение и металлогения скарновых месторождений Центрального Казахстана находятся в тесной связи со структурными особенностями и с историей развития этого региона. Западная половина Центрального Казахстана, отделенная от восточ-

ной Срединным антиклинорием, характеризуется слабым развитием скарнов, контролируемых глубинными подвижными зонами,¹ залеченными ранне- и позднекаледонскими интрузиями. В восточной половине преобладают глубинные подвижные зоны, фиксируемые ранне- и поздневарисскими интрузиями, к которым приурочена основная масса скарнов Центрального Казахстана. Такое резкое территориальное разграничение в распространении скарнов находит себе объяснение в геологической истории формирования этого региона. По данным Г. Н. Щербы, западная половина Центрального Казахстана к среднему палеозою выступала как платформенная область, восточная же была областью подвижного шельфа, которая претерпевала неоднократные тектонические движения, приведшие к образованию многочисленных глубинных разломов, залеченных впоследствии, в основном, интрузиями варисского вулканического цикла.

В подавляющем большинстве рудоносные скарны находятся в пределах складчатых поясов с широко развитыми антиклинальными структурами, отмеченными П. Н. Кропоткиным и Р. А. Борукаевым. Как показывает фактический материал, именно участки развития антиклинальных структур в местах их пересечения с глубинными подвижными зонами были благоприятными локальными факторами для рудоотложения. Положение скарнов относительно глубинных подвижных зон, выделенных Г. Н. Щербой, показывает, что площади с групповым размещением скарнов тесно связаны с участками, где происходит сопряжение этих структурных элементов. Так, Каркаралинская группа приурочена к месту сопряжения Бахтинской и Джилтауской зон, Саменбетская — к сопряжению Мамантасской и северо-западной виргации Джилтауской зон, Шетская — к сопряжению юго-западного продолжения Мамантасской зоны и ряда мелких меридиональных зон Акчатауского района, Кызылэспинская — к сопряжению Монитинской зоны с рядом мелких зон Акчатауского района. Что касается Баянаульской, Караджальской и Саякской скарновых групп, то ясно видимого сопряжения глубинных подвижных зон на этих площадях не наблюдается. Судя по закономерной приуроченности различных скарновых групп к участкам сопряжения глубинных зон, а также учитывая их выдержанное простирание, можно предполагать, что Баянаульская группа расположена в месте стыка, а возможно и сопряжения Дегелен-Чингизской и северо-восточного продолжения Мамантасской зон; Саякская группа приурочена к месту пересечения подвижных глубинных зон с поздневарисскими разломами. Скарны Северного Казахстана также контролируются участками сопряжения глубинных зон, но фиксируемых более древними ранне- и позднекаледонскими интрузиями, с которыми они генетически связаны.

При изучении положения скарновых полей в металлогенических зонах установлено, что как для скарновых, так и для месторождений других генетических типов металлогенические и структурные зоны являются общими и отличие заключается только в различной среде их образования, так как скарновое оруденение образуется, в основном, в условиях карбонатной среды.

Типы скарнов

Среди скарнов Центрального Казахстана по вещественному составу рудной минерализации можно выделить следующие типы: 1) железнорудный, 2) редкометальный, 3) меднорудный, 4) полиметаллический, 5) комплексный.

¹ Подробное описание глубинных подвижных зон смотри в статье Г. Н. Щербы, помещенной в данном сборнике.

В первые четыре типа включаются месторождения обычной классификации по метальности месторождения: собственно железа, вольфрама, молибдена, меди, свинца и цинка. В комплексный тип выделяются месторождения, в которых наблюдается интенсивное развитие одного рудного типа, но имеют место проявления ряда второстепенных рудных этапов, наложенных на основной процесс рудообразования или предшествующих ему. Проявление второстепенных рудных этапов в месторождении комплексного типа является показателем возможного обнаружения этих этапов в данном районе в самостоятельном проявлении — в виде отдельных месторождений с основным оруденением, являющимся для другого месторождения второстепенным (Котантау — Саменбетская группа, Басагинский район — Саякская группа).

Краткая характеристика отдельных типов скарнов

1. *Железорудный тип.* К этому типу отнесены около одной трети зарегистрированных скарновых полей на территории Центрального Казахстана (рис. 1). Основная масса скарнов этого типа расположена в пределах Баянаульской, Каркаралинской и Кызылэспинской скарновых групп.

В региональных структурах железорудные скарны приурочены к участкам сопряжения глубинных разломов, залеченных ранне- и поздневарисскими интрузиями. Локальными структурами железорудных скарнов являются контакты осадочных толщ с гранитами (Уштобе), реже — плоскости отслаивания между породами различной компетентности (Кеньтюбе — Тогайская группа).

Железорудная минерализация интенсивного проявления достигает в районах развития ранневарисских (Уштобе, Кеньтюбе и др.), редко поздневарисских (Кувск-Темирбай) и в единичных случаях позднекаледонских (Атаисор) гранитов. Железорудные тела могут быть удалены от контакта с интрузией на 300 м. Наиболее крупные концентрации железа встречаются в осадочно-эффузивных толщах среднего девона (Кеньтюбе, Уштобе).

Железные руды по минералогическому составу представлены, в основном, магнетитом, реже — гематитом. Из скарновых минералов широко распространены андрадит, реже встречаются геденбергит, актинолит, скаполит, флюорит и цеолиты. На месторождениях с широким развитием наложенных процессов обычно наблюдаются низкотемпературные рудные этапы (медная, полиметаллическая, редкометальная), придающие железорудным месторождениям комплексность, что является показателем возможного обнаружения этих этапов в самостоятельном проявлении.

2. *Редкометальный тип.* Скарны с редкометальным оруденением пользуются подчиненным распространением. Территориально редкомета-

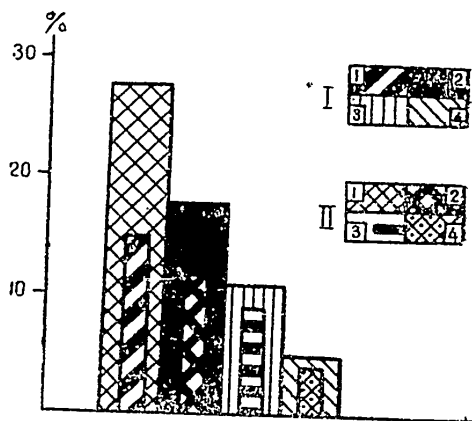


Рис. 1. Количественное соотношение между скарнами с различным типом минерализации. Условные обозначения: I — скарны с медной (1), железной (2), свинцово-цинковой (3) и редкометальной (4) минерализацией, II — скарны комплексного типа, существенно меднорудные (1), железорудные (2), свинцово-цинковые (3), редкометальные (4).

льные скарны сосредоточены в пределах Караджальской и Саменбетской групп. Отдельные скарновые поля этого типа встречены в других районах Центрального Казахстана.

В структурном отношении редкометальное оруденение контролируется Мамантасской глубинной зоной с проявлением интрузий поздневарисского возраста. Основная масса редкометальных скарнов приурочена к площади сопряжения этой зоны с меридиональными глубинными зонами Акчатауского района. Вполне вероятно, что редкометальный пояс Мамантасской глубинной зоны найдет свое продолжение в северо-восточном направлении до Дегелен-Чингизской зоны, к месту сопряжения которых и приурочено, видимо, скарновое поле Караджал. Наиболее благоприятными локальными структурами для рудоотложения являются тектонические трещины и зоны разломов, реже — контакты жильных пород.

Редкометальные скарны генетически закономерно связаны с поздневарисскими гранитами и удаляются от контакта до 400 метров. По составу скарны — существенно гранатовые (гроссуляр, реже андрадит) с пироксеном (диопсид-геденбергит) и везувианом. Значительным распространением пользуются еще кварц и эпидот, редко встречаются актинолит, аксинит, флюорит, скаполит, пренит, цеолиты. Специфической особенностью минералогического состава скарнов является широкое развитие в них фторсодержащих везувианов наряду со слабым распространением пироксена. Редкометальная минерализация представлена шеелитом и молибденитом, редко встречаются гельвин и хризоберилл. Как показывает фактический материал, редкометальные скарновые поля приурочены преимущественно к участкам сопряжения карбонатных фаций с поздневарисскими интрузиями Мамантасской зоны, начиная от Караджальской группы на северо-восток до Шалгии на юго-западе.

3. Меднорудный тип. По количественному распространению месторождения меднорудного типа занимают первое место и составляют около половины общего количества зарегистрированных рудоносных скарновых полей. Территориально они встречаются во всех выделенных скарновых группах, но наибольшая концентрация их наблюдается в Баянаульской, Саменбетской, Шетской и Саякской группах.

Основная масса месторождений этого типа представляет собой или небольшие по размерам рудные зоны, или участки скарнов со слабым проявлением меди. Ряд скарновых полей, обогащенных медными минералами и отличающихся значительными размерами рудных площадей, пока не изучен.

В структурном отношении меденосные скарны приурочены к участкам сопряжения глубинных разломов, фиксируемых ранне- и поздневарисскими интрузиями, с которыми они генетически связаны. Наиболее интенсивное проявление медная минерализация получает вблизи вмещающих пород с гранитами, распространяясь обычно до 400 м от контакта. Медная минерализация контролируется тектоническими трещинами и зонами разломов, реже — контактом гранитов с вмещающими породами.

Минералогический состав медных руд представлен халькопиритом, борнитом, ковеллином, халькозинном, малахитом и хризоколлой. В парагенезисе с медными минералами на отдельных скарновых полях отмечаются платиноиды, кобальтин и эритрин; скарны существенно андрадитовые, гроссуляровые, реже волластонитовые, диопсидовые и диопсид-геденбергитовые. Широко распространены эпидот, кварц, хлорит и кальцит; часто встречаются актинолит, везувиян, аксинит, сфен, пренит и цеолиты.

4. Полиметаллический тип. Пользуется сравнительно широким распространением и составляет около одной пятой общего количества зарегистрированных скарновых полей.

Территориально полиметаллические скарны сконцентрированы преимущественно в пределах двух скарновых групп: Каркаралинской (Карагайлы и др.) и Кызылэспинской (Кызылэспе, Аксоран и др.). Отдельные месторождения этого типа встречаются в Шетской (Каратогонбай) и Саменбетской группах. Нужно отметить, что, в основном, все известные скарновые поля с полиметаллической минерализацией заключены в пределах треугольника, ограниченного с северо-запада Калдырминской, Бахтинской и Кызылтауской, с юго-востока — Бектауатинской и Джилтауской, с юго-запада — Моинтинской глубинными зонами.

В структурном отношении полиметаллические скарны приурочены к участкам сопряжения глубинных подвижных зон, фиксируемых ранне- и поздневарисскими интрузиями. Месторождение Карагайлы и ряд скарново-полиметаллических рудопроявлений этого района находятся в месте сопряжения Бахтинской и Джилтауской глубинных зон, месторождения Аксоран, Каскайгыр, Кызылэспе — в месте сопряжения Моинтинской и ряда глубинных зон Акчатауского района, месторождение Гульшад находится в месте сопряжения Моинтинской и Бектауатинской глубинных зон. Наиболее благоприятными структурами для отложения полиметаллических руд являются плоскости отслаивания между породами различной компетентности, реже — зоны разломов. Обогащение полиметаллами обычно наблюдается в зонах контакта скарнов с известняками.

Интенсивного проявления свинцово-цинковая минерализация достигает в районах развития ранневарисских гранитов. Рудные зоны могут быть удалены от контакта с интрузией на 2,5 км. Наиболее благоприятными породами для рудоотложения являются карбонатные толщи верхнего силура, среднего девона и этренские слои нижнего карбона. Обогащение полиметаллами наблюдается также в скарнах, приуроченных к верхнесилурийским и среднедевонским карбонатным толщам.

Скарны полиметаллических месторождений существенно андрадитовые, дипсид-геденбергитовые, реже волластонитовые. Широко развиты такие минералы, как эпидот, кварц, хлорит, барит, кальцит и цеолиты. Редко встречаются актинолит, флюорит, аксинит, манганаксинит и везувиан. Последний обычно развит на участках с редкометальной минерализацией (Акчагыл, Кокзабой, Ортатау). Рудные минералы — галенит, сфалерит, редко халькопирит, блеклые руды, самородное серебро и арсенипирит. Особенностью минералогического состава скарнов полиметаллических месторождений является широкое развитие в них мангангеденбергита, мангандиопсида, манганволластонита и марганецсодержащих гранатов. Повышенной марганцовистостью отличаются также минералы гидротермального этапа, представителями которого обычно являются манганаксинит и родонит (Каратогонбай, Кызылэспе и др.). Повышенная марганцовистость минералов скарново-полиметаллических месторождений отличает их от скарнов других генетических типов и позволяет говорить о специфических геохимических условиях становления месторождений этого типа.

5. *Комплексный тип.* Выше было отмечено, что в комплексный тип включаются месторождения, на которых наблюдаются интенсивное развитие одного рудного этапа и проявление ряда второстепенных рудных этапов, наложенных или реликтовых относительно основного рудного процесса. Проявление этапов минералообразования (рудных и нерудных) в общем для всех месторождений комплексного типа характеризуется широким температурным диапазоном, начиная от контактово-метаморфического до карбонатно-цеолитового, которым обычно завершаются гипогенные процессы минералообразования.

По масштабу и широте проявления рудной минерализации среди комплексных месторождений выделяются два типа.

Первый тип включает в себя каждое скарноворудное месторождение, где локализованы проявления различных рудных этапов в одно месторождение комплексного типа. В этом типе мы имеем одно комплексное месторождение с преобладанием одного рудного этапа (Котантау, Батыстау, Саяк I и др.).

Второй тип включает в себя ряд месторождений комплексного типа, расположенных в пределах одного рудного района. Под этим термином мы понимаем региональное проявление различных рудных эта-

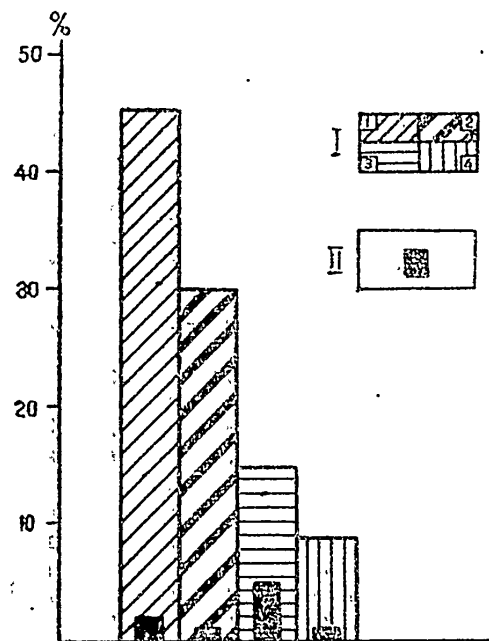


Рис. 2. Соотношение между общим количеством минерализованных скарновых полей и рудоносными скарнами, имеющими практическое значение. Условные обозначения: I—скарны с медной (1), железной (2), свинцово-цинковой (3) и редкометалльной (4) минерализацией; II—минерализованные скарны, представляющие практический интерес.

районах развития ранневарисских гранитов основное развитие получают полиметаллический, железорудный, реже меднорудный этапы; в районах развития поздневарисских гранитов основное развитие имеют редкометалльный и меднорудный этапы минералообразования.

Заканчивая краткое описание скарнов с различным типом минерализации, нужно отметить, что из общего количества зарегистрированных скарновых полей только единичные из них представляют практический интерес (рис. 2). Наиболее перспективными из всех типов скарнов Центрального Казахстана являются скарны с полиметаллической минерализацией. Скарновые поля с железным, редкометалльным и медным оруденением изучены пока слабо, но представляют значительный интерес и являются объектами дальнейших, первоочередных исследований.

Генетическая связь скарнов с интрузиями

При анализе генетической связи скарнов Центрального Казахстана с различными по возрасту и составу интрузиями наблюдается некоторая закономерность в приуроченности их к определенному типу и возрасту магматических пород¹.

1. *Железорудный тип.* Из числа известных месторождений этого типа около 70% генетически связано с ранневарисскими сиенитами, граносиенитами и монцонитами, представляющими обычно краевую фацию кислых гранитов, 10% — с поздневарисскими гранитами, 15% — с позднекаледонскими монцонитами и гранодиоритами и только 5% железорудных скарновых полей приурочено к раннекаледонским гранодиоритам. Наиболее крупные скарново-железорудные поля генетически связаны с гранитами ранневарисского возраста.

2. *Редкометалльный тип.* Все месторождения этого типа генетически связаны с поздневарисскими гранитами. Исключение составляют единичные поля редкометалльных скарнов, которые приурочены к поздневарисским «малым» интрузиям диоритового состава.

3. *Меднорудный тип.* Преобладающее количество меднорудных скарнов генетически связано с ранне- (43%) и поздневарисскими (40%) интрузиями, и только 7% месторождений приурочено к интрузиям позднекаледонского времени.

Основная масса ранне- и поздневарисских интрузий представлена гранитами, и только отдельные меденосные скарновые поля приурочены к массивам сиенитов, граносиенитов, монцонитов и гранодиоритов. Последними обычно сложены контаминированные разности гранитов. Интрузии позднекаледонского возраста представлены, в основном, гранодиоритами, реже граносиенитами и монцонитами. Обогащение медью наблюдается в скарновых полях, связанных с гранитами ранневарисского возраста.

4. *Полиметаллический тип.* Основная масса скарнов этого типа (80%) приурочена к ранневарисским гранитам, и только 20% расположено в районах развития интрузий поздневарисского возраста. Скарново-полиметаллические поля, связанные с каледонским вулканическим циклом, в пределах Центрального Казахстана пока не известны. Основные концентрации полиметаллов связаны с ранневарисскими гранитами, краевая фация которых иногда бывает представлена контаминированными разностями (гранодиоритами, диоритами).

Жильные породы в пределах скарновых полей развиты неравномерно. На отдельных месторождениях они широко распространены и почти полностью отсутствуют на ряде других объектов. Широкое развитие жильные породы получают в районах развития дизъюнктивных нарушений (Саяк I, Кеньтобе и др.) и почти полностью отсутствуют в скарновых полях, слабо затронутых ими.

Возрастные взаимоотношения между жильными породами и скарнами различны. На многих месторождениях мы видим, что они образуются после скарнов, на ряде других они предшествуют процессу скарнирования, поэтому к настоящему времени каких-либо закономерностей во взаимоотношениях скарнов с жильными дериватами интрузий не намечается.

Возраст скарнов

Возраст скарнов находится в тесной связи со временем образования интрузивных пород, с которыми они генетически связаны. В таблице 1 ха-

¹ Возрастное положение интрузивных пород заимствовано из геолого-структурной карты, составленной Г. Ц. Медоевым для территории Центрального Казахстана.

характеризуется распределением различных типов скарнов в выделенных для Центрального Казахстана магматических циклах. По времени образования скарны Центрального Казахстана распределяются следующим образом (табл. 1).

Таблица 1

Типы скарнов	Возраст скарнов			
	раннекаледонский	позднекаледонский	ранневарисский	поздневарисский
Железорудные	+	+++	++++	++
Редкометалльные				++++
Меднорудные		++	++++	++++
Полиметаллические			++++	++

++++ Очень распространенные. +++ Распространенные.
 ++ Редко встречающиеся. + Очень редко встречающиеся.

Как следует из данных таблицы 1, основная масса железорудных скарнов — ранневарисского возраста, редкометалльных — поздневарисского, меднорудных — ранне- и поздневарисского и полиметаллических — ранневарисского возраста. Ранневарисский возраст полиметаллических скарнов подтверждается результатами определений абсолютного времени образования гранатов, которое не превышает 250—260 млн. лет (Кызыл-эспе, Карагайлы, Гулышад и др.).

Зональность в расположении различных типов скарнов относительно интрузивных пород

При анализе фактического материала по расположению скарновых полей относительно интрузивных пород в большинстве случаев устанавливается следующая зональность в расположении скарнов с различным типом минерализации (от контакта интрузии в сторону вмещающих пород). Непосредственно на контакте с интрузией и в незначительном удалении от него (до 300 м) располагаются железорудные магнетитовые скарны. Отдельные скарновые поля с гематитом иногда удалены от контакта до 1 км и характеризуются более низкотемпературными процессами минералообразования по сравнению со скарновыми полями магнетитового типа.

За железорудными скарнами магнетитового типа следуют редкометалльные, расположенные не далее 400 м от контакта с интрузией. Редкометалльные скарны сменяются меднорудными, удаленными обычно от контакта до 500 — 600 м, редко — до 1 км. Наиболее удаленными являются полиметаллические скарновые поля, расположенные от контакта в интервале 0,2 — 2,5 км. Следует подчеркнуть, что количественная оценка удаленности скарновых полей от гранитов не имеет пока надежных критериев, так как скважинами иногда вскрываются граниты, расположенные по вертикали значительно ближе, нежели в горизонтальном направлении.

Стратиграфическое положение скарнов и литология скарнированных пород

Распределение скарнов в стратиграфическом разрезе Центрального Казахстана тесно связано с положением в нем преимущественно карбонатных фаций. Основная масса скарнов приурочена к интервалу времени от нижнего силура до среднего карбона включительно. В отложениях кембрия и допалеозоя отмечены только единичные скарновые поля. В таб-

лице 2 приводятся данные, показывающие распределение скарнов по отделам хронологической колонки.

Таблица 2

Тип скарнов	Pz_1			Pz_2					Pz_3
	Ptz	$Cm-S$	S_1	S_2	D_1	D_2	D_3	C_1	C_2
Железорудный		+	+++	++	+	++++	++		+
Редкометалльный	+		++	++++		++	++		
Меднорудный			++	++++		++	++	++++	++
Полиметаллический	+		+	++++			+	+++	

Количество месторождений в процентах: + 1—3%; ++ 3—5%; +++ 5—10%; ++++ промышленно ценные скарны.

Широкое развитие скарнов в среднем палеозое объясняется, с одной стороны, распространением карбонатных фаций для этого периода, с другой — многочисленными этапами интрузивной деятельности варисского времени, с которыми генетически связаны в основном процессы скарнообразования в Центральном Казахстане. Обращает на себя внимание закономерная приуроченность промышленно ценных скарновых полей к определенным отделам среднего палеозоя.

По литологическому составу среди скарнированных пород выделяются три типа: 1) тип скарнированных известняков, 2) тип скарнированных известковистых пород (мергелей, известковистых песчаников и др.), 3) тип скарнированных эффузивно-осадочных пород (туфов, туфопесчаников и др.).

Широким распространением пользуется первый тип скарнов, образование которых связано с метасоматозом известняков. К этому типу относятся две трети скарновых полей Центрального Казахстана (рис. 3). Значительно меньшим распространением пользуются второй (15%) и третий (10%) типы образования скарнов. При анализе распространения скарнов в породах различного литологического состава установлена некоторая закономерность в их распределении. Редкометалльные скарны встречаются только среди скарнированных известняков и не установлены на площадях развития известковистых и эффузивно-осадочных толщ. Полиметаллические и медно-медные скарны в основной массе заключены в известняках, редко — в

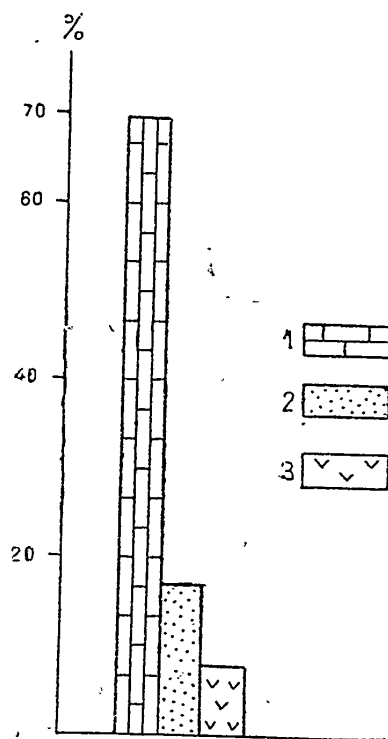


Рис. 3. Приуроченность скарнов к породам различного литологического состава. Условные обозначения: I — известняки, II — известковистые породы (мергели, известковистые песчаники и др.), III — эффузивно-осадочные породы.

известковистых породах. Железорудные скарны локализуются как среди известняков, так и среди известковистых и эффузивно-осадочных пород. Промышленно ценные скарновые поля приурочены, в основном, к известнякам, и только единичные железорудные скарны связаны с эффузивно-осадочными породами.

Качественная оценка руд

Руды скарновых полей характеризуются обычно значительными концентрациями полезных компонентов, что отличает их от большинства месторождений, связанных с вторичными кварцитами, метасоматической вкрапленностью в известняках и др. Особенностью рудоносных скарнов является широкое телескопирование рудных этапов. Это повышает их ценность, давая возможность на многих объектах комплексно извлекать различные металлы. Руды скарновых месторождений отличаются широким развитием в них элементов примесей, которые могут комплексно извлекаться из концентратов при селективной обработке руд.

Особенностью распределения рудной минерализации среди скарнов является гнездовый и прожилково-вкрапленный характер с концентрацией рудных компонентов в одних участках и почти полным отсутствием их на других площадях скарнового поля. Последнее сильно затрудняет целеустремленное проектирование разведочных, а часто и эксплуатационных работ. Затрудняет разведку также морфология рудоносных скарновых тел, которая редко создает выдержанные зоны, обычно представляя собой неправильной формы метасоматические залежи.

Подводя итог краткой характеристике скарнов Центрального Казахстана, можно сделать следующие выводы:

1. Скарны территориально сконцентрированы в пределах определенных групп.
2. Общей закономерностью для скарновых групп является приуроченность их к структурам сопряжения глубинных подвижных зон (выделенных Г. Н. Щербой), фиксируемых, в основном, ранне- и поздневарисскими интрузиями.
3. По вещественному составу рудной минерализации среди скарнов выделяются железорудный, редкометалльный, меднорудный, полиметаллический и комплексный типы.
4. Наиболее широко представлены железорудный, меднорудный и полиметаллический типы скарнов.
5. Преобладающее количество скарнов генетически связано с ранне- и поздневарисскими комплексами интрузивных пород.
6. Зональность в распределении скарнов различных типов относительно интрузивных пород выражена сменой железорудных (магнетитовых) скарнов редкометалльными, редкометалльных — меднорудными и последних — полиметаллическими скарнами.
7. Минералогический состав скарнов отличается широким развитием марганцовистых минералов (манганволластонит, мангандиопсид, мангангеденбергит, марганцовистые гранаты, родонит, манганаксинит, марганцовистый эпидот) на объектах полиметаллического типа. Редкометалльные скарновые поля характеризуются слабым развитием минералов из группы пироксенов.
8. Общей особенностью скарновых полей является широкое телескопирование, характеризующееся наложением продуктов различных этапов процесса минералообразования.

В настоящее время на основе собранного фактического материала, а также согласно общему направлению исследований металлогении

Центрального Казахстана, под руководством академика К. И. Сатпаева проводится изучение скарновой формации с разрешением в основном следующих узловых вопросов:

1. Выявление закономерностей в распределении скарнов внутри площадей, охватывающих участки сопряжения подвижных глубинных зон, и выделение скарновых групп различной степени перспективности.

2. Комплексное изучение районов развития скарнов различных типов и выявление закономерностей проявления в них отдельных рудных этапов.

3. Изучение закономерностей в распределении элементов примесей в различных типах рудоносных скарнов.

4. Выявление определенных парагенезисов, характерных для каждого типа скарновых месторождений.

5. Изучение закономерностей генетической связи скарнов различных типов с определенными комплексами интрузивных пород.

6. На основе комплексного изучения разработка классификации скарновых месторождений Центрального Казахстана, учитывающая характерные черты каждого типа как возможные поисковые критерии.

РЕЗЮМЕ

Автор қысқа түрде, Орталық Қазақстандағы скарналар формацияларының металдылығының негізгі өзгешеліктерін анықтап және олардың өндірістік шамасын бағалау сыны келтірілген.

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОМ ССР

1955

Серия геологическая

Вып. 20

Р. А. БОРУКАЕВ, С. М. БАНДАЛЕТОВ, Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ, И. Ф. НИКИТИНК ГЕОЛОГИИ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ СЕЛЕТЫ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Отсутствие до последнего времени доброкачественной геологической карты района среднего течения р. Селеты тормозило выяснение перспектив рудоносности этой площади. Между тем, расширение сырьевой базы горнорудного предприятия этого района требовало развертывания поисковых работ. Для рационального направления их необходимо было прежде всего осветить вопросы стратиграфии, вулканизма и тектоники правобережья р. Селеты, поскольку имевшиеся сведения по геологии отмеченной территории (Г. И. Водорезов, М. Сенькин, А. С. Аладышкин и др.) были отрывочны и в значительной степени устарели. Эта задача была в более или менее полной мере разрешена авторами настоящей статьи, причем получены новые данные, которые и излагаются ниже.

В структурно-тектоническом отношении район среднего течения р. Селеты представляет собой южную часть так называемого селетинского прогиба нижнепалеозойской геосинклинали, ограниченного с востока верхнепротерозойским еременьтауским антиклинорием. В течение кембрия и ордовика здесь накапливались мощные геосинклинальные толщи. В конце ордовика (ашгиллий) геосинклинальное осадконакопление сменяется эпиконтинентальным.

Протерозойские отложения обнажены в ядрах антиклинальных складок и отдельных тектонических блоков. Они представлены *телескольской* толщей ($Ст_1$), включающей кремнисто-хлоритовые алевролиты, полимиктовые песчаники, яшмоварциты и яшмы с реликтами радиолярий с подчиненным развитием метаморфизованных порфиритов, порфиритоидов, порфирондов и туфов. Протерозойский возраст этих довольно глубоко метаморфизованных отложений определяется несогласным наложением на них в смежном Божекульском районе спилито-кератофировой толщи нижнего кембрия (Р. А. Борукаев, 1954). Мощность телескольской толщи — 1500 — 2000 м.

Кембрий. Кембрийские осадки распространены на небольшой площади в северной части района к востоку от поселка Ильинка и подразделяются на два отдела — нижний и средний.

Нижнекембрийские отложения ($Ст_1$) представлены вулканогенно-осадочной *божекульской* толщей, эффузивы которой являются, по данным Е. Е. Миллер, продуктом закономерного процесса дифференциации базальтовой магмы. Этот комплекс эффузивов представляет единую магматическую спилито-кератофировую формацию. Нижние горизонты божекульской толщи представлены лавами основного ряда, переслаивающимися с подчиненными прослоями осадочных пород. Выше наблюдаются

порфиры и туфы среднего состава; последние кверху сменяются кератофирами.

Доминирующими в низах разреза толщи являются зеленокаменно измененные диабазовые порфиры, нередко миндалекаменные, и типичные спилиты. Широким развитием пользуются также разнообразные порфировые туфы, туфо-агломераты, иногда вулканические брекчии. Горизонты осадочных пород очень маломощны и представлены главным образом зеленовато-серыми кремнисто-хлоритовыми алевролитами и яшмами, реже полимиктовыми песчаниками. Верхние части эффузивного комплекса представлены лавами кислого состава, распространенными на небольшой площади к северу от оз. Широколье. Макроскопически это обычно буророзовые, а в случае присутствия значительного количества хлорита — зеленоватые породы с хорошо выраженной порфировой структурой. Наиболее типичными представителями их являются кварцевые кератофиры с ортофировой, реже трахитондной призматически-зернистой структурой основной массы, в состав которой наряду с калишпатом и альбитом входит ксеноморфный первичный кварц. Вкраплениями принадлежат калишпату и альбиту. Как и в нижних горизонтах толщи, здесь встречаются разнообразные туфы и туффиты кислого состава, а также кремнистые алевролиты.

Нижнекембрийский возраст бошекульской толщи установлен за пределами описываемого района, где она несогласно перекрывается яшмовой толщей ($Ст^1_2$), сменяющейся выше сасыксорской толщей песчаников и сланцев с фауной второй половины среднего кембрия.

Мощность нижнекембрийских отложений — 2500 — 3500 м.

Среднекембрийские отложения ($Ст^1_2$) представлены исключительно осадочными отложениями *яшмовой* толщи: зеленовато-серыми, серовато-бурными, сургучно-красными яшмами, яшмокварцитами, малиновыми алевролитами и песчаниками. Юго-западнее описываемого района (бассейн р. Майдан) в этой толще встречается богатая фауна трилобитов майданского горизонта: ($Ст^1_2$) с *Dinesus*, *Kootenia*, *Olenoides* и др. (Н. К. Ившин, 1950). Мощность яшмовой толщи — 700 — 800 м.

Ордовик. Среди отложений ордовика выделяются две толщи: песчано-сланцевая — ангресорская (S^1_1) и эффузивная — жарсорская (S^2_1). Из них наиболее широко распространена *ангресорская* толща, представленная типичными флишевыми отложениями, детально описанными С. М. Бандалетовым (1953). Эта толща состоит из ритмично переслаивающихся конгломератов, песчаников и алевролитов. Отдельные пачки ее характеризуются преобладанием двух- или трехэлементных ритмов. В последнем случае третьим элементом ритма являются глинистые известняки. Кластические породы ангресорской толщи имеют полимиктовый состав. Мощность ее — 2000 — 2500 м.

Карадокский возраст описываемой толщи определяется фауной, найденной в известняках у поселка Байсары. По определению К. А. Лисагор, здесь встречены следующие формы: *Holotrachelus punctiliosus* var. *incurvis* Web.; *Illaenus oviformis* Warb.; *Glaphurina* aff. *lamottensis* Ulrich; *Acrolichas* sp.; *Chelururus* cf. *clasoni* Törgu; *Isotelus* cf. *aktchokensis* Web.; *Bronteus romanovskii* Web.; *Illaenus* sp.; *Bumastus* sp.; *Asaphidae*, *Nauti-loidea*; *Tabulata*; *Gastropoda*.

Жарсорская толща залегает резко несогласно на ангресорской и других нижележащих толщах. В ее состав входят разнообразные лавы и их пирокласты. Эффузивы этой толщи резко отличаются от лав нижнего кембрия; они имеют характерный буриловый цвет, обусловленный содержанием в основной массе тонкорассеянного гематита, и не несут ка-

ких-либо следов зеленокаменного метаморфизма. Среди эффузивов этой толщи имеются основные, срединные и кислые разности.

Наиболее основные — пироксеновые порфириты содержат в своем составе заметное количество пироксена как в основной массе, так и во вкрапленниках. Плагноклаз — лабрадор; основная масса его тонкомикритовая, часто с хорошо проявленной пилотакситовой структурой. В других разновидностях вместе с пироксеном встречается роговая обманка. Более кислые разности принадлежат кварцсодержащим рогово-обманковым порфиритам дацитового состава, в основной массе которых отмечаются кварц и калишпат, и афировым лавам трахитового состава с характерной для них структурой и очень редкими вкрапленниками полевого шпата. Среди порфиритов встречаются миндалекаменные текстуры с заполнением миндалин эпидотом, хлоритом, кальцитом, пренином. Метаморфизм лав выражается в замещении цветных компонентов кальцитом, реже хлоритом. Плагноклаз при этом обычно значительно серицитизирован.

Жарсурская толща широко развита к востоку от описываемой площади, где она несогласно перекрывается красноцветами с фауной уинлок-ллулоу, а в основании ее залегает горизонт известняков с фауной верхов ордовика (ашгиллий).

Мощность толщи в среднем течении р. Селеты — 1400 — 1600 м.

Девон. Отложения девона распространены весьма широко особенно в восточной части района — предгорном прогибе еременьтауского антиклинория. Разрез их начинается с красноцветных конгломерато-песчанников отложений, на которых без видимого несогласия лежат известняки фаменского яруса.

В основании *красноцветной* толщи ($D_2 - D_3$) залегают плохо сортированные конгломераты с галькой разнообразных кварцитов (на востоке) и лав (на западе). Выше по разрезу конгломераты становятся более мелкого галечными и затем сменяются конгломерато-песчаниками и косослоистыми песчаниками. Мощность этой толщи весьма непостоянна — от 800 м на севере до 1500 — 2000 м на юге.

Морские отложения верхнего девона имеют мощность 200 — 250 м. В основании их прослеживаются серые известняки, иногда мергелистые, содержащие фауну верхов мейстеровских слоев: *Spirifer ex gr. archiaci* Murch., *Spirifer cf. posterus* Hall. Выше залегают серые известняки с фауной сульфидеровых слоев: *Productus praelongus* Sow., *Athyris aff. sulcifera* Nal., *Schizophoria aff. impressa* Hall, *Spirifer sulcifer* H. C., *Spirifer cf. semisbugensis* Nal.

Карбон. Каменноугольные отложения связаны с отложениями девона постепенными переходами. Нижние горизонты их представлены морскими отложениями этрена и низов турне, а верхние — терригенными осадками верхнетурнейского возраста.

На известняках с фауной сульфидеровых слоев залегают светлосерые мергелистые известняки с фауной этренских слоев: *Spirifer platinitus* Well., *Productus ex gr. praelongus* Sow., *Brachythyris aff. sulcifera* Nal., *Brachythyris cf. ranovensis* Peetz., *Athyris tau* Nal., *Athyris aff. sulcifera* Nal.

Выше залегают известняки и мергели кассинских и русаковских слоев, последние часто переполнены обломками криноидей и другой фауны. Кассинские известняки охарактеризованы следующей фауной нижнего турне: *Spirifer sibiricus* Leb., *Productus cf. laevicostus* White., *Productus cf. concentricus* Hall., *Chonetes cf. ornata* Shum., *Productus* sp., *Brachythyris* sp., *Comarotoechia* sp.

Русаковские криноидные известняки и мергели подверглись интен-

сивному окремнению и на поверхности представлены высыпкой кварцитовидных, поздраватых от выщелачивания фауны, обломков. В них встречена обильная фауна среднетурнейского возраста: *Spirifer* (*Tylothyrus*) ex gr. *laminosus* M'Coy., *Spirifer* cf. *tornacensis* Kon., *Productus burlingtonensis* var. *djidensis* Nal., *Orthotetes* aff. *keokuk* Hall., *Spirifer* sp., *Brachythyris* sp., *Athyris* sp., *Chonetes* sp.

Мощность отложений этрена, нижнего и среднего турне — 300 — 350 м.

Верхнетурнейские отложения согласно перекрывают известняки среднего турне. Представлены они песчаниками, выполняющими центральные части девонокаменноугольных мульд. Песчаники мелкозернистые, аркозовые, серого, серозеленоватого и зеленовато-желтоватого цветов. Нередко встречаются известковистые и мергелисто-глинистые разновидности песчаников. В нижних горизонтах этих отложений встречена фауна верхнетурнейского возраста: *Productus* cf. *craufordvillensis* Well., *Spirifer plenus* Hall., *Productus* ex gr. *deruptus* Rom., *Orthotetes* aff. *keokuk* Hall., *Bellerophon*.

Мощность верхнетурнейской толщи — 250 — 300 м.

Мезозойские отложения. В описываемом районе к мезозою могут быть отнесены железистые песчаники и бобовые бокситоподобные породы, встреченные в виде высыпок севернее оз. Бол-Шарыкты и в других частях района. К мезозою же, очевидно, относятся разноцветные глины и многочисленные россыпи бурых железняков, представляющие собой образования древней коры выветривания.

Третичные отложения на описываемой площади пользуются незначительным распространением и условно относятся к палеогену. Залегают они горизонтально на размытой поверхности складчатого палеозоя и на древней коре выветривания представлены пестроцветными глинами и песками, в которых встречаются линзы сливных кварцевых песчаников.

Интрузивные породы пользуются довольно широким распространением. Они слагают Карагайлинский массив площадью более 100 кв. км. В границы района входит также юго-восточная часть Селетинского граптоидоритового массива. Помимо этого здесь отмечены многочисленные дайковые интрузии от основного до кислого состава. Возраст интрузивных пород совершенно определенно устанавливается лишь в единичных случаях; для большей же части их время внедрения датируется по аналогии со смежными районами.

Протерозойские интрузии. Верхнепротерозойская туфоосадочная толща пересечена многочисленными жилами катаклазированных плагиогранит-порфиров, которые нигде в данном и смежных районах не проникают в палеозойские отложения. В Коржункульском районе галька совершенно подобных плагиогранит-порфиров наблюдается в базальных конгломератах нижнего кембрия. Таким образом, возраст плагиогранит-порфиров определяется в пределах тектонической фазы на границе протерозоя и палеозоя. Макроскопически это зеленые или желтовато-зеленые плотные породы, трудно отличимые от вмещающих их кремнистых алевролитов. Под микроскопом обнаруживается сильный катаклаз и брекчирование, так что зачастую плагиогранит-порфиры превращены в микробрекцию, сцементированные эпидотом и хлоритом и нередко окварцованные. Структура первичной породы порфировая (часто гломеропорфировая); фенокристы принадлежат альбиту и кварцу, основная масса состоит из тех же минералов и имеет гранитовую структуру.

Кембрийские интрузии представлены исключительно дайковыми телами. Среди них выделяются альбитовые гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры, возрастное положение которых определяется

тем, что они пересекают нижнекембрийскую эффузивную толщу и в более молодых отложениях не встречены. Постоянная пространственная приуроченность этих интрузий к эффузивной толще нижнего кембрия и тождество минералогического состава их и кислых членов этой толщи позволяют считать дайковые породы за интрузивную фаццию нижнекембрийских эффузивов. Макроскопически это светлозеленые плотные породы с очень редкими фенокристами альбита и кварца. Основная масса состоит из альбита № 3—9, переменного количества кварца (в гранит- и сиенит-порфирах) и незначительной примеси хлоритизированного биотита.

Раннекаледонские интрузии представлены небольшими штоками и дайками габбро-диабазы, диорита, кварцевого диорита и диорит-порфиров. Последние широко развиты среди карадокских отложений правобережья р. Селеты. Габбро-диабазы и диориты пользуются значительно меньшим распространением. Активный контакт этих интрузий с карадокскими отложениями определяет нижнюю возрастную границу их, верхняя же граница устанавливается по пересечению рассматриваемых пород гранодиоритами Селетинского массива позднекаледонского возраста. Севернее описываемого района в карадокских конгломератах встречена галька диоритов и габбро-диоритов, так что среди этой группы, помимо раннекаледонских, вероятно, есть и более древние, докарадокские интрузии.

Габбро-диабазы состоят из сосюритизированного плагиоклаза, моноклинового пироксена, в той или иной мере амфиболитизированного, и обыкновенной роговой обманки, часто замещенной хлоритом. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, рудный минерал и крупные зерна нацело замещенного лейкоксеном сфена. Спорадически в этих породах встречается кварц. Структура пород офитовая. По количественно-минералогическому составу габбро-диабазы отклоняются в лейкократовую область; содержание темноцветных минералов в них не превышает 35%.

Диориты и кварцевые диориты имеют одинаковый состав, но в последних присутствует до 7—10% кварца. Они состоят в основном из зонального плагиоклаза и зеленой или бурозеленой роговой обманки; в незначительном количестве присутствуют биотит и кварц (в кварцевых диоритах), а из аксессуарных — титаномagnetит и апатит. Плагиоклаз обычно нацело замещен сосюритом, серицитизирован и лишь только периферические зоны его представлены свежим альбитом. В одном случае удалось определить состав промежуточной зоны, который соответствует андезиту № 32. Роговая обманка обычно слабо хлоритизирована; $cNg = 20^\circ$. Изредка в диоритах встречается моноклиновый пироксен, замещаемый с периферии бурозеленой роговой обманкой.

Роговообманковые диорит-порфиры имеют полифировую структуру, объем фенокристов иногда достигает 80%. Минералогический состав их подобен таковому вышеописанных диоритов.

Позднекаледонские интрузии. В пределы описываемого района входит небольшая (восточная) часть Селетинского гранодиоритового массива, геология и петрография которого довольно детально изучены А. В. Глазковской и П. Н. Кропоткиным (1941). Проведенные нами работы вносят некоторые коррективы в геологическую характеристику массива.

Из наиболее молодых отложений гранодиориты прорывают и метаморфизуют песчанико-сланцевую карадокскую толщу. В устье р. Кедей на гранодиориты трансгрессивно налегают красноцветные отложения девона, содержащие многочисленные валуны гранодиоритов. Севернее описываемого района подобные гранодиориты имеют активный контакт

с верхнесилурийскими отложениями, что позволяет относить и гранодиориты Селетинского массива к позднекаледонским интрузиям.

В петрографическом отношении восточная часть массива довольно однообразна. Основная часть его сложена гранодиоритами; к северо-востоку от устья р. Кедей в контакте отмечены диориты. Жильная фация представлена гранодиорит-порфирами и аплит-гранитами. Контакт между гранодиоритами и диоритами не обнажен, но на северо-восточном склоне гор Ичке-Ольмес наблюдается интрузивный контакт между ними, так что диориты следует считать более ранним внедрением, а не краевой (контаминированной) фацией гранодиоритов. Последнее подтверждается наличием ксенолитов диорита в гранодиоритах и локализацией их лишь в одном небольшом участке при совершенно одинаковом петрографическом составе вмещающих пород во всей восточной части массива.

Гранодиориты макроскопически желтовато-серые средне- и крупнозернистые породы. Структура гранитовая, иногда близкая к криптовой — крупные кристаллы плагиоклаза, составляющие существенную часть породы, сцементированы мелко- или среднезернистой массой, состоящей из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, апатит и рудный минерал.

Плагиоклаз обычно зональный. Ядро имеет состав олигоклаз-андезина № 30 — 32, периферические зоны — альбит-олигоклаза № 15 до альбита. Он слабо серицитизирован, а центральная часть иногда замещена сосюритом. Плагиоклаз разъедается калиевым полевым шпатом. Последний представлен микроклином ($\perp (001)Nm = 11-14^\circ$). Иногда калишпат образует крупные плохо ограниченные кристаллы, включающие разъемные ядра плагиоклаза, и в этом случае обнаруживает пертитовое строение. Пертиты волокнисто-полосчатые, пятнисто-полосчатые с содержанием 5 — 13% альбитовых вростков. Роговая обманка обыкновенная с плеохроизмом: по Ng — зеленый, по Np — желтовато-зеленый; $cNg = 18-22^\circ$, $2V = 75-78^\circ$, $Ng - Np = 0,020$. Биотит почти нацело хлоритизирован с выделением по спайности лейкоксена.

Эндоконтактовая фация отличается от описанных гранодиоритов меньшим количеством кварца, содержание калиевого полевого шпата почти не изменяется. Породы из непосредственного контакта обладают отчетливой порфировидной структурой.

Средний количественно-минералогический состав гранодиоритов такой (объемн. %):

Плагиоклаз	— 57,8
Калишпат	— 10,5
Кварц	— 19,2
Роговая обманка	— 9,0
Биотит	— 1,3
Аксессуары	— 2,2
Сумма	— 100,0

Химический состав гранодиоритов иллюстрируется двумя анализами (табл. 1; 2). Он близок к типовому и среднему составам гранодиорита.

Диориты — макроскопически среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки ($cNg = 21^\circ$). В незначительном количестве присутствуют биотит, кварц, калиевый полевой шпат, апатит, сфен и рудный минерал (вместе не бо-

532 Р. А. БОРУКАЕВ, С. М. БАНДАЛЕТОВ, Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ, И. Ф. НИКИТИН

Таблица 1

№ анализа	1	2	3
Компо- ненты			
SiO ₂	64,96	62,26	65,01
TiO ₂	0,62	0,49	0,67
Al ₂ O ₃	16,06	15,70	15,94
Fe ₂ O ₃	2,81	2,16	1,74
FeO	2,08	1,87	2,65
MnO	0,0	0,06	0,07
Na ₂ O	2,05	2,02	1,91
CaO	4,50	4,04	4,42
Na ₂ O	3,89	3,32	3,70
K ₂ O	2,50	3,35	2,75
P ₂ O ₅	0,21	0,34	0,20
H ₂ O	0,22	0,23	1,04
П. п. п.	0,78	1,04	
Сумма	100,73	90,88	100,10

нее 7 — 9%). От гранодиоритов они отличаются значительно более интенсивным постмагматическим преобразованием.

Раннегерцинские интрузии. К интрузиям этого возраста относятся граносиениты Карагайлинского массива, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры, слагающие ряд даек в окрестностях поселка Стаханов и к югу от Карагайлинского массива.

Граносиениты прорывают отложения карадока и ашгиллия, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры пересекают также и красноцветную девонскую и угленосную карбоновую толщину. К востоку от описываемого района в Тениз-Коржункульской мульде в гальке нижнепермских конгломератов отмечаются мелкозернистые сиенит-граниты, по составу очень близкие к граносиенитам из эндоконтакта Карагайлинского массива, и граносиенит-порфиры. Эти данные позволяют считать возраст граносиенитов раннегерцинским.

Карагайлинский массив в плане имеет очертания почти правильного овала, площадь его более 100 кв. км. Западный контакт массива полого погружается под вмещающие породы, что устанавливается по непосредственным наблюдениям и подтверждается широким ореолом роговиков. В восточном и северном экзоконтакте наблюдается узкая зона роговиков, что вместе с очень маломощной эндоконтактовой фацией указывает, очевидно, на крутое погружение контактовой поверхности.

Массив сложен граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Эндоконтактовая фация отличается от пород центрального поля порфировидной и порфировой структурой. В срединной части массива у восточного контакта выделяется участок мелкозернистых порфировидных граносиенитов, над которыми, вероятно, существовал провес кровли. Жильные породы представлены гранит-порфирами и аплитами.

Граносиениты и кварцевые сиениты имеют идентичный минералогический состав и отличаются различным содержанием кварца. Переходы между ними совершенно незаметны, в общем же кварцевые сиениты слагают ядро массива, а граносиениты — периферические части его. Они состоят из зонального плагиоклаза, микропертита, кварца, биотита, роговой обманки и акцессориев — сфена, апатита и рудного минерала.

¹ В том числе 0,06% прочих компонентов.

Таблица 2

№ анализа	1	2	3	4
Коэффи- циент				
a	11,4	12,6	12,4	11,9
c	4,6	4,7	4,5	4,8
b	8,8	8,0	8,3	9,1
S	75,2	74,6	74,8	74,2
a'	—	—	—	—
f'	49,6	49,0	49,6	48,1
m'	40,1	44,6	39,7	39,7
c'	10,3	5,3	10,7	12,2
n	70,0	60,2	66,7	61,6
e	26,8	25,0	18,2	18,3
t	0,7	0,48	0,7	0,7
Q	23,0	19,4	20,3	19,8
a/c	2,4	2,7	2,8	2,5

1. Гранодиорит. Селетинский массив. Анализ Е. Н. Горловой (ИГН АН КазССР), 1951 г. 2. Гранодиорит. Там же (П. Н. Кропоткин, 1940). 3. Гранодиорит. Средний состав по Дэлл. 4. Гранодиорит. Типовой состав.

Структура граносиенитов криптовая с очень характерным для структуры антирапакиви обрастанием плагиоклаза каймой каллевого полевого шпата.

Плагиоклаз совершенно свежий. Он образует крупные призматические кристаллы зонального строения. Центральная часть кристаллов имеет состав олигоклаза № 23—29, краевые части представлены альбитом. Зачастую он окружен сплошной каймой микропертита, и плагиоклазовое ядро в этом случае имеет округлую форму. Граница между калишпатом и плагиоклазом неровная; калишпат разъедает плагиоклаз, в результате чего образуются грубые пятнистые, ключевидные пертиты. Иногда плагиоклазовое ядро не сохраняется и бывшие контуры его распознаются лишь по пятнистому пертиту разъедания, окруженному волокнистым или тонкополосчатым пертитом.

Количественно минералогический состав граносиенитов и кварцевых сиенитов приводится в таблице 3 (объемн. %, средние составы).

Таблица 3

Минералы	Граносиенит	Кварцевый сиенит	Биркремит, типовой состав
Микропертит	55,2	63,7	74 рМі ₆₃
Плагиоклаз	17,7	18,2	
Кварц	18,3	* 9,1	
Биотит и роговая обманка	6,5	7,0	
Акцессории	2,3	2,0	2,0
Сумма	100,0	100,0	100,0

Химический состав описанных пород иллюстрируется двумя анализами (табл. 4 и 5).

Из типовых составов граносиениты Карагайлинского массива близки к лейкократовому кварцевому сиениту.

Таблица 4

№ анализа	1	2
Компоненты		
SiO ₂	68,66	68,24
TiO ₂	0,87	1,0
Al ₂ O ₃	13,77	13,46
Fe ₂ O ₃	3,47	4,14
FeO	1,49	1,17
MnO	0,08	0,08
MgO	1,08	1,16
CaO	2,10	1,80
Na ₂ O	4,26	4,24
K ₂ O	3,51	3,35
P ₂ O ₅	0,28	0,34
H ₂ O	0,22	0,35
П. п. п.	0,46	0,82
Сумма	100,35	100,15

Таблица 5

№ анализа	1	2	3
Коэффициент			
a	14,1	13,9	16,8
c	2,0	1,9	1,5
b	6,8	6,8	1,3
S	77,1	77,4	80,4
a'	—	—	—
f'	65,4	67,6	68,4
m'	26,7	28,4	26,3
c'	7,9	4,0	5,3
n	64,8	66,0	70,3
q	43,7	50,9	21,1
l	0,8	1,1	0,1
Q	24,0	25,1	25,7
a/c	7,05	7,3	11,2

1. Образец 463/49. Граносиенит. Массив Карагайлы. Анализ Е. Н. Горловой (ИГН АН КазССР), 1951 г.
2. Образец 504. Граносиенит. Там же. Анализ Е. Н. Горловой (ИГН АН КазССР), 1951 г. 3. Биркремит, типовой состав.

К востоку от поселка Тургай отмечено несколько даек и мелких дайкообразных тел плагиогранит-порфира. Эти породы имеют порфировую структуру с микропиклитовой основной массой, состоящей из кварца, плагиоклаза, биотита, незначительного количества калиевого полевого шпата и аксессуаров — апатита, рудного минерала и очень редко встречающегося сфена. Фенокристы представлены биотитом, кварцем и плагиоклазом, иногда в гломеропорфировых скоплениях. По микроскопическому облику и минералогическому составу они близки к граносеннит-порфирам жильной фации Карагайлинского массива, от которых отличаются большим содержанием кварца, меньшим содержанием калишпата и отсутствием роговой обманки. Эти гранит-порфиры претерпели значительный гидротермальный метаморфизм — полевые шпаты основной массы почти нацело серицитизированы, вкрапленники замещены карбонатом, иногда вместе с кварцем биотит замещен мусковитом.

Геологическая история. Рассматриваемый район, как уже отмечалось, приурочен к центральной части Селетинского прогиба, формирование которого связано с развитием салаирской и каледонской геосинклиналей.

Геосинклинальные осадки верхнего протерозоя в конце этой эры были интенсивно дислоцированы в крутые, изоклинальные складки почти меридионального направления. Тектонические движения конца верхнего протерозоя привели к вздыманию еременьтауского антиклинория (за восточной границей района) и к заложению Селетинского прогиба. Погружение последнего обусловило накопление мощных геосинклинальных осадков кембрия и ордовика, закономерно сменявших друг друга.

В нижнем кембрии, в начальной стадии развития салаирской геосинклинали, на описываемой территории происходило накопление мощных вулканогенных отложений. Вулканическая деятельность проявлялась в течение очень длительного времени, о чем можно заключить по степени дифференцированности эффузивных излияний, образующих спилито-кратофировую формацию. Накопление мощных вулканогенных отложений в нижнем кембрии сменилось в среднем кембрии образованием терригенных осадков яшмовой и сасыксорской толщ (последняя известна только за пределами района), знаменующих собой заключительный этап развития салаирской геосинклинали.

Осадконакопление в протерозое и кембрии на северо-востоке Центрального Казахстана, по данным Р. А. Борукаева (1954), неоднократно прерывалось тектоническими движениями, связанными с верхнепротерозойской и салаирской складчатостями.

Отложения верхнего кембрия и низов ордовика неизвестны на описываемой территории. Однако накопление осадков в Селетинском прогибе имело место как в верхнем кембрии и нижнем ордовике (район Бестюбе), так и в лландейло (бассейн р. Акжар). Это обстоятельство заставляет полагать, что на описываемой территории осадки этого времени погребены под более молодыми отложениями.

В течение карадока как на описываемой территории, так и в сопредельных частях Селетинского прогиба происходило накопление исключительно терригенных образований, несущих в отдельных частях разреза черты, свойственные флишевым образованиям. Тектоническими движениями на границе карадока и ашгиллия терригенные образования антресорской толщи оказались собранными в относительно крутые склад-



Рис. 1. Геологическая схема района среднего течения р. Селеты. Условные обозначения: 1—четвертичные отложения, 2—девонско-карбоновые отложения (D_2-C_1), 3—отложения ашгиллия (S_5^1), 4—карадокские отложения (S_4^1), 5—яшмовая толща среднего кембрия (Sm^2_2), спилитокератофирзовая толща нижнего кембрия, 6—альбитофирровая свита (Sm^2_1), 7—спилитовая свита (Sm^1_1), 8—протерозойские отложения, 9—позднекаледонские гранодиориты, 10—раннегерцинские граносиениты, 11—диорит-порфировые и гранитоидные дайки, 12—тургайский и другие разломы.

ки северо-восточного направления с углами падения на крыльях в $45 - 60^\circ$. При этом необходимо отметить, что интенсивная дислоцированность флишевых пачек во многих случаях обусловлена частой перемежаемостью пород различной компетентности.

В конце ордовика (ашгиллий) на описываемой территории вновь происходило накопление вулканогенных образований. Чередование лав и пирокластов с красноцветными терригенными образованиями свидетельствует о том, что, начиная с конца ордовика, на описываемой территории установился переходный режим от типичного геосинклинального к платформенному (парагеосинклинальные условия). Этот режим продолжал существовать в течение всего среднего палеозоя с постепенной тенденцией к стабилизации.

В конце ордовика отложения жарсорской толщи (S^5_1) в результате тектонических движений таконской фазы оказались собранными в пологие брахискладчатые структуры, в формировании которых существенную роль играли движения по разрывам в консолидированном фундаменте. Углы падения в этих структурах, как правило, не превышают $30 - 45^\circ$.

Начиная со среднего девона до конца среднего палеозоя, после длительного перерыва, охватившего готландий и нижний девон, на описываемой территории вновь происходит накопление осадков в отдельных тектонических структурах, развитие которых обусловлено блоковыми перемещениями консолидированного, нижнепалеозойского фундамента. Осадки эти (красноцветы $D_2 - D^1_3$, карбонатный комплекс $D^2_3 - C^1_1$, угленосная толща $C^1_1 - v$) несут все характерные черты, свойственные переходным областям от геосинклинальных к платформенным.

В конце среднего палеозоя блоковые перемещения консолидированного складчатого фундамента, происходившие в основном по существовавшим ранее разрывным нарушениям, привели к образованию разрывов в герцинском структурном ярусе. Одни из этих разрывов наследуют направление каледонских структур (разрывы северо-восточного и меридионального направлений), другие отражают особенности герцинских тектонических движений (разрывы северо-западного направления). Образовавшиеся в результате герцинских тектонических движений брахискладчатые структуры герцинского структурного яруса оказываются подчиненными этим разрывным нарушениям. Углы падения крыльев брахискладок обычно не превышают 25° и лишь вблизи разрывов становятся более крутыми.

Начиная со среднего палеозоя, описываемая территория, консолидированная допалеозойскими, нижнепалеозойскими и герцинскими тектоническими проявлениями, несет все характерные черты платформенного развития.

После раннегерцинских складчатых движений произошло внедрение граносиенитовых интрузий, контролируемых дизъюнктивной тектоникой складчатого фундамента. Интенсивный гидротермальный метаморфизм жильных отщеплений этого интрузивного комплекса и другие данные говорят о парагенетической связи с ними полезной минерализации района. Последняя приурочена к зоне тургайского регионального разлома, выявленной нашими исследованиями и определяющей здесь направление поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика среднего течения р. Селеты (Центральный Казахстан). Бюллетень МОИП, вып. 1, 1953.
2. Борукаев Р. А. Условия осадконакопления в допалеозое и нижнем палеозое северо-востока Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 19, 1954.
3. Водорезов Г. И. Описание Акмолинского и Еременьтауского градусолистов общей геологической карты Казахстана. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 3, 1938.
4. Ившин Н. К. Майданский фаунистический горизонт среднего кембрия Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 14, 1950.
5. Кропоткин П. Н., Глазковская А. В. Граниты среднего течения р. Селеты. Известия АН КазССР, серия геологическая, № 2, 1940.

РЕЗЮМЕ

Мақалада, автор Селеті өзені ағысының орта маңайындағы ауданның геологиялық құрылысын келтіреді. Оның стратиграфия, тектоника және интрузивтік тау жыныстарын тексереді.

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Серия геологическая

1955

Вып. 20

С. М. БАНДАЛЕТОВ

СТРУКТУРА КОДЖАНЧАДСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

В северо-восточной части Центрального Казахстана широко развита прожилково-вкрапленная медная минерализация, приуроченная к зонам разломов. Пространственно она связана с эффузивно-осадочными комплексами пород, относящимися по возрасту к верхам ордовика (ашгиллий), готландию и нижнему девону. Участки проявления медной минерализации обычно группируются в отдельные узлы, создавая рудные поля. Вопросам структуры рудных полей этого типа оруденения до последнего времени почти совершенно не уделялось внимания, если не считать известных работ Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (3). В последнее время Институтом геологических наук АН КазССР были предприняты тематические исследования по изучению этого типа оруденения в районе Коджанчадского мелкосопочника. В настоящей статье излагаются некоторые результаты, касающиеся генезиса структуры рудного поля.

Район Коджанчадского рудного поля расположен на правом берегу среднего течения р. Шидерты. Он сложен эффузивно-осадочными отложениями готландия, представленными порфиритами андезито-базальтового состава, разнообразными туфами порфиритов, туфами кератофиров, туфоконгломератами, туфопесчаниками, а также песчаниками и алевролитами. Вся толща в целом имеет красноватый облик и характеризуется крайней фациальной изменчивостью отложений, формировавшихся в условиях эпиконтинентального моря при достаточно расчлененном рельефе.

Анализ структуры Коджанчадского рудного поля с увязкой со структурой окружающего района стал возможен после проведения Р. А. Борукасым с группой сотрудников, в числе которых был и автор настоящей статьи, региональных геологических исследований северо-восточной части Центрального Казахстана. Эти исследования позволили выявить основные этапы истории формирования указанной территории и наметить общий план развития тектонических структур. Последнее обстоятельство в значительной мере облегчило выяснение генезиса как складчатых, так и разрывных форм нарушений горных пород.

В результате целого ряда фаз складчатостей (1) перед отложениями готландия рассматриваемый район был консолидирован и представлял собой довольно устойчивый массив. Осадки готландия, таким образом, покоились на жестком фундаменте и могли быть выведены из горизонтального положения вследствие общего растяжения земной коры вертикальными тектоническими напряжениями. Под действием этих напряжений происходило растрескивание фундамента на отдельные блоки, пере-

мещающиеся относительно друг друга с образованием структурных форм грабена и горста. При этом, как это будет сказано ниже, в основном имели место опускание одних участков относительно других. Вертикальные движения фундамента вызывали в верхнем структурном ярусе тангенциальные движения, вследствие которых отложения готландия претерпели пологую складчатость, на которую в дальнейшем наложилась система трещин и разрывов. Глыбовые подвижки по этим разрывам земной коры в конце готландия происходили на фоне подвижного шельфа и сопровождались незначительными проявлениями вулканической деятельности, развившейся в образовании малых интрузий и дайковых тел.

Такова вкратце тектоническая обстановка, при которой формировались основные структурные элементы рудного поля.

Переходя к непосредственному анализу структуры рудного поля, следует отметить, что главная рудоуплотняющая роль здесь принадлежит разрывным нарушениям. Последние явились путями проникновения малых интрузий и следовавших за ними рудоносных растворов — конечных отщеплений магматического очага.

Коджанчадское рудное поле расположено на юго-западном крыле довольно значительной синклинали структуры, сложенной отложениями готландия. Структура вытянута с юго-запада на северо-восток и системой многочисленных разломов, преимущественно северо-западного направления, разбита на отдельные тектонические блоки. Особенно сильно раздроблено юго-западное крыло этой структуры, где, как уже было сказано, размещается рудное поле. Здесь, помимо существующих в районе разрывных нарушений северо-западного направления, устанавливается также крупный разлом северо-восточного простирания, обусловивший в пределах рудного поля появление дополнительной системы трещин. Этот разлом расположен в северной части рудного поля. От излучины р. Шилерты он прослеживается на досток через интрузию кварцево-ортокластового габбро, уходя отсюда вдоль урочища Майкудук в северо-восточном направлении.

Если проследить этот разлом за пределами рудного поля, то можно видеть, что он далеко наблюдается как в юго-западном, так и северо-восточном направлении на расстоянии в общей сложности около 100 км. Этот разлом приводит в соприкосновение не только различные горизонты отложений готландия, что можно видеть в пределах Коджанчадских сопков, но и отложения готландия с породами ордовика и девона. Более того, на западе по этому разлому контактируют девонские и протерозойские образования. В дальнейшем указанный разлом нами называется Коджанчадским.

Коджанчадский разлом, обусловленный движениями в самом фундаменте, очевидно, проникает на значительные глубины литосферы, о чем свидетельствует не только размах крыльев, но и целая цепочка малых интрузий, которая прослеживается вдоль него. Северо-восточное направление этого разлома свидетельствует о его древнем заложении, поскольку оно совпадает с верхнепротерозойской системой разломов Экибастуз-Майкаинского антиклинария. Следует при этом отметить, что по Коджанчадскому разлому тектонические подвижки происходили на протяжении довольно значительного отрезка времени; во всяком случае, они фиксируются до конца нижнего карбона. Однако далеко не всегда эти движения сопровождались внедрениями интрузий и связанными с ними проявлениями гидротермальной деятельности. Лишь только вдоль разломов, обновленных в конце готландия, имела место минерализация благодаря заключительной стадии готландского цикла вулканизма.

При взгляде на выявленную геологическим картированием схему

структурного контроля оруденения (рис. 4) нетрудно видеть, что от Коджанчадского разлома (разлома первого порядка) в юго-восточном и северо-западном направлениях ответвляется система довольно выдержанных по простиранию разломов второго порядка, смещающих стратиграфические горизонты и контакты различных пород. Генетически они являются трещинами скалывания.

Механизм образования этих трещин при существующем плане расположения их по отношению к Коджанчадскому разлому может быть объяснен, исходя из эллипсоида деформации, лишь при условии движения вдоль Коджанчадского разлома южного блока к востоку, а северного — к западу (рис. 1).

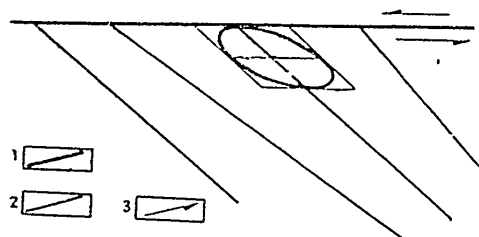


Рис. 1. Схема образования трещин скалывания. Условные обозначения: 1—Коджанчадский разлом, 2—трещины скалывания, 3—направление движения блоков.

северо-западу, а северо-восточный — к юго-востоку. В результате таких движений вдоль указанных разломов образовались многочисленные оперяющие трещины скалывания и разрыва третьего порядка. К последним, как об этом будет сказано далее, приурочено большинство рудопоявлений.

Схема образования указанных трещин оперения показана на рис. 2.

Следует при этом отметить, что в рудном поле трещины разрыва приключаются к сопряженным с ними трещинам скалывания под довольно острыми углами (не больше $30-35^\circ$), открытыми в сторону, противоположную движению блоков. Такое сочленение (2) является указанием на то, что вдоль разломов северо-западного направления произошли не чисто-сбросовые или сдвиговые, а сбросо-сдвиговые перемещения, при которых все юго-западные блоки по отношению к северо-восточным одновременно испытывали вертикальные движения книзу и горизонтальные — к западу.

Общая схема образования трещин скалывания и трещин разрыва для изученного рудного поля представлена на рис. 3.

Каково же отношение всех вышеперечисленных разломов к оруденению?

Коджанчадский разлом — наиболее крупный региональный разлом глубокого заложения, прослеживающийся около 100 км. Он хорошо уста-

При таком движении блоков, очевидно, произошло высвобождение отдельных тектонических клиньев, расположенных к югу от главного разлома. Эти тектонические клинья в последующий этап движения испытали перемещения по разломам северо-западного направления. При этом, как это хорошо устанавливается из схемы структуры рудного поля (рис. 4), каждый юго-западный блок двигался к

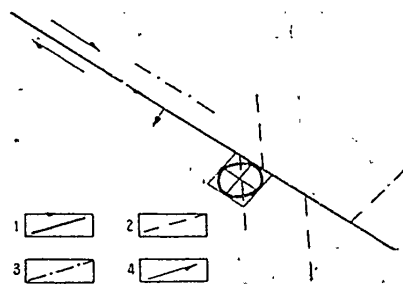


Рис. 2. Схема образования трещин оперения. Условные обозначения: 1—трещина скалывания, 2—оперяющие трещины разрыва, 3—оперяющие трещины скала, 4—направление движения блоков.

ставляется на местности по притыканию структур, по приуроченности к нему целого ряда разнообразных малых интрузий готландского возраста, по заметной гидротермальной переработке, следам дробления и брек-

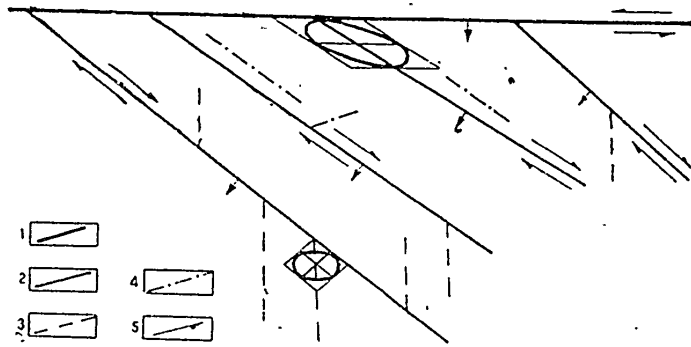


Рис. 3. Общая схема образования разрывных нарушений рудного поля. Условные обозначения: 1—региональный Коджанчадский разлом (разлом первого порядка), 2—сопряженные трещины скалывания (разломы второго порядка), 3—оперяющие трещины разрыва (разлом третьего порядка), 4—оперяющие трещины скола (разлом третьего порядка), 5—направления движения блоков.

чирования вдоль него вмещающих пород. Из анализа геологической схемы всего района видно, что южный блок не только сдвинут к востоку, но и опустился книзу, т. е. по своей природе Коджанчадский разлом представляет собой не что иное, как сбросо-сдвиг с падением плоскости сбрасывателя на юг.

Таким образом, многочисленная серия разломов высших порядков, которая устанавливается к югу от главного — Коджанчадского разлома, расположена висячем крыле, и именно здесь сосредоточено большое количество рудопроявлений меди. Наоборот, к северу от Коджанчадского разлома, в его лежащем крыле, наблюдаются лишь единичные рудопроявления. Вот почему Коджанчадскому разлому мы придаем роль главной рудоподводящей структуры. Структурой аналогичного порядка, но значительно слабее проявленной, является Маясалганский разлом, ограничивающий рудное поле с юга (рис. 4).

Сбросо-сдвиги северо-западного направления, или разрывные структуры второго порядка, являются по своему характеру трещинами скалывания. В пределах рудного поля с востока на запад они образуют ряд ступеней с падением плоскостей сбрасывателей к юго-западу. Все они достаточно хорошо картируются, а также наблюдаются на фотоконтактной печати.

В боковых, оперяющих трещинах рассмотренных выше разломов, выраженных в большинстве случаев зонами дробления, и сосредотачиваются почти все рудопроявления рудного поля. По всей вероятности, сбросо-сдвиги северо-западного направления являлись рудораспределяющими и именно ими контролируется оруденение. Повидимому, рудонесные растворы от главного рудоподводящего Коджанчадского разлома отводились по указанным сбросо-сдвигам как кратчайшим путем на участки рудоотложения, каковыми явились трещины оперения.

Оперяющие трещины третьего порядка. Это трещины разрыва и скалывания, наблюдающиеся вдоль сколовых нарушений второго порядка. Образование их, как уже было отмечено, обязано сбросо-сдвиговым пере-

мещениям вдоль указанных нарушений северо-западного направления. Наибольшим развитием из них пользуются трещины разрыва, к которым приурочена основная масса месторождений. Установлено, что боковые оперяющие трещины играют роль рудокализирующих структур.

Таким образом, в пределах рудного поля наблюдается ряд разрывных нарушений, отличающихся друг от друга не только своим характером и размерами, но и различной ролью в рудообразовании.

Ниже дается краткая характеристика отдельных рудопроявлений Коджанчадского рудного поля, приуроченных в одних случаях к оперяющим трещинам скола, в других — к оперяющим трещинам разрыва третьего порядка.

Аяккоджанское рудопроявление. Рудопроявление приурочено к оперяющей трещине скалывания, располагаясь среди плагиоклазово-пироксеновых порфиров, иногда миндалекаменных, разнообразных агломератовых, лито- и кристаллокластических туфов, порфиров, туфолав, туфовых песчаников, конгломерат-песчаников и конгломератов готландия, прорванных небольшими телами диабазовых порфиров. Указанные породы имеют северо-восточное простирание $25-35^\circ$ и падают на юго-восток под углами $15-20^\circ$.

Сколовые нарушения представляют собой систему крутопадающих трещин, образующих широкую полосу раздробленных пород типа штокверка. Зона дробления простирается на северо-запад $290-300^\circ$ и падает на юго-запад под углами $70-80^\circ$. Рудная полоса не сплошная, а прерывистая и образована в зоне дробления рядом неправильных крутопоставленных рудных тел. Последние представляют собой, главным образом, линзообразные залежи. Рудные минералы с поверхности представлены малахитом, азуритом и теноритом, развивающимися в виде тонких прожилков, реже вкрапленности, рассеянной в массе раздробленных пород, а также в виде корочек и примазок на плоскостях трещин отдельности.

С глубины 30 м появляются сульфиды: халькопирит, борнит, пирит, халькозин и ковеллин. Принимая во внимание то обстоятельство, что данное рудопроявление приурочено к зоне дробления, которая сопровождается тектоническим нарушением сколового характера, надо полагать, что оруденение будет прослеживаться здесь на довольно значительную глубину.

Заслуживает быть отмеченным факт нахождения на глубинах 65 и 115 м наряду с сульфидами карбоната меди — малахита, а также истирание халькопирита по зеркалам скольжения. Все это является указанием на существование послерудных подвижек, обусловивших как просачивание карбонатов меди в зону сульфидных руд, так и истирание ранее образовавшихся сульфидов. Послерудные подвижки отмечаются и на ряде других рудопроявлений, но время их возникновения и масштабы остаются пока неясными.

Коджанчадское рудопроявление. Вмещающие породы этого рудопроявления представлены частой перемежаемостью гидротермально измененных кварцевых порфиров, кварцевых плагиопорфиров, кварцевых плагиопорфиров, роговообманково-кварцевых порфиров с туфослагами указанных разностей, а также с их разнообразными туфами: литокластическими, кристаллокластическими и смешанными. Преобладают туфы смешанного состава. Внешне это зеленовато- и голубовато-серые породы с отчетливой порфировой структурой. Вкрапленники, а в туфах обломки кристаллов размером до 5—7 см представлены светлым слегка зеленоватым и нередко розоватым альбитизированным плагиоклазом. Иногда среди основной массы можно наблюдать зерна кварца. В ряде случаев породы походят на интрузивные, и те петрографические разно-

видности, которые приводились выше, устанавливаются, главным образом, микроскопически. Указанные породы пользуются широким развитием также и за пределами рудопоявления — к северу, западу и востоку от него. Наиболее интенсивная гидротермальная переработка вмещающих пород естественно произошла вдоль зоны дробления, в которой сосредоточен ряд обособленных линзовидных рудных тел. Гидротермальные изменения выражаются в окварцевании, эпидотизации и хлоритизации. Нередко с поверхности оруденелые породы содержат пустоты выщелачивания и, кроме того, ожелезнены и обохрены.

Структурная позиция Коджанчадского рудопоявления аналогична структурной позиции Аяккоджанского. Рудопоявление также приурочено к системе трещин скалывания третьего порядка, вдоль которых в до-рудный этап произошло дробление пород с образованием приоткрытых трещин, благоприятных для локализации оруденения. Зона раздробленных пород прослеживается на северо-запад $300-315^\circ$. Падение зоны дробления в целом очень крутое — $75-85^\circ$ на северо-восток, реже, в юго-восточной части рудной зоны, — на юго-запад.

Внутреннее строение зоны дробления имеет свои специфические черты. Здесь интенсивно развит катаклаз, наблюдаются кварцевые, кварцево-эпидотовые и карбонатные прожилки, а также зеркала скольжения, по которым развиваются хлорит и кварц.

Зона дробления проходит примерно вдоль стратиграфического контакта указанных эффузивов и туфов с подстилающими их кирпично-красными кварцитовыми песчаниками и конгломерат-песчаниками, которые простираются на северо-запад $300-310^\circ$ и падают на северо-восток под углами $25-40^\circ$. Вдоль контакта указанных песчаников и эффузивов проходит послерудное тектоническое нарушение, в результате которого оказалась срезанной система крутопадающих минерализованных трещин.

Минерализация в основном представлена карбонатами меди — малахитом и азуритом, развивающимися, главным образом, в виде налетов, примазок и корочек по трещинам отдельности, реже в виде маломощных прожилков и вкрапленности. С глубины 35 м появляются сульфиды меди в виде тонких прожилков и бедной вкрапленности халькопирита, борнита и халькозина. Отмечается также присутствие самородной меди.

Выше были рассмотрены отдельные рудопоявления рудного поля, которые пространственно связаны с оперяющими трещинами скола третьего порядка. Ниже приводим описание Сокуркудукского рудопоявления — представителя одного из тех рудопоявлений указанной группы, которые располагаются в боковых оперяющих трещинах разрыва, причленяющихся к сколовым нарушениям второго порядка под острыми углами.

Сокуркудукское рудопоявление приурочено к двум зонам раздробленных пород, которые проходят вдоль оперяющих трещин разрыва в северо-западном направлении $330-340^\circ$. Вмещающими породами восточной зоны являются крупнолестовые мидалекаменные плагиоклазово-пироксеновые порфириды базальтового состава и их туфы, прорванные многочисленными маломощными дайками диабазов. В 150 м западнее обнажаются подстилающие эффузивы — туфовые конгломерат-песчаники, в которых наблюдается вторая (западная) зона раздробленных пород, параллельная первой, с незначительной минерализацией. Элементы залегания вмещающих пород, судя по замерам в конгломерат-песчаниках и прослоях туфов среди порфиритов, следующие: простираение северо-западное 340° , падение северо-восточное под углами $25-30^\circ$.

Зона дробления среди порфиритов и их туфов проходит в направлении, близком к простираанию пород, но падение плоскостей сбрасывателей обратное падению пород, то есть юго-западное под углами $55-70^\circ$. В

этом же направлении вдоль зоны дробления прослеживаются дайки диабазов мощностью 0,2—1 м, реже — 1,5 м и больше. В тесной пространственной связи с дайками ассоциирует медное оруденение.

Наиболее интенсивное оруденение наблюдается в экзоконтактах даек с вмещающими их порфиритами и туфами, заметно ослабевая по мере удаления от указанных контактов. Оруденению подверглись также и приконтактные раздробленные участки даек диабазов, но в значительно меньшей степени. Рудные минералы представлены малахитом, азуридом, реже хризокolloй. На глубине 5,5 м отмечается вкрапленность халькозина. Жильные минералы — кварц, эпидот. В районе рудопроявления наблюдаются послерудные подвижки небольшой амплитуды.

Помимо рассмотренных выше представителей гидротермальных прожилково-вкрапленных рудопроявлений, в зонах дробления в пределах рудного поля пользуются небольшим развитием рудопроявления существенно иного генетического типа — медистые песчаники осадочного происхождения. Для характеристики их структурного положения приводим описание *рудопроявления в районе Медной горы*.

Это рудопроявление расположено среди зеленовато-серых и табачных аркозовых песчаников, конгломерат-песчаников и мелкогалечных кварцитовых конгломератов франского яруса девона, приурочиваясь к низам разреза южного крыла четко обозначенной здесь небольшой мульды. Крыло этой мульды тектонически срезано послерудным нарушением, и оруденелые песчаники франского яруса приходят в соприкосновение с мицдалекаменными лавами готландия, не несущими каких-либо следов минерализации. Линия дизъюнктивного нарушения простирается в северо-восточном направлении 60—70° с падением плоскости сбрасывателя к северо-западу под углами 70—80°.

Рудные тела представляют собой пластовые, главным образом, линзообразные залежи медистых песчаников, приуроченные к разным, обычно сближенным, стратиграфическим горизонтам низов фамена.

В районе рудопроявления отчетливо наблюдается литологический контроль оруденения, выражающийся в том, что в разрезе часто переслаивающихся терригенных отложений различной крупности зерна оруденения несут только некоторые грубозернистые песчаники, иногда содержащие растительные остатки. Более тонкие, так называемые табачные разности, как правило, неоруденелы.

Элементы залегания пород и соответственно рудных тел не выдержаны, что объясняется наличием на площади рудопроявления отмеченного выше послерудного нарушения. Последнее в значительной мере осложнило структуру рудопроявления, вызвало интенсивную раздробленность пород и в ряде мест затушевало пластовый характер рудных залежей. Немалая роль в затушевывании пластового характера рудопроявлений медистых песчаников принадлежит перераспределению меди поверхностными водами в зоне окисления.

Простирание пород и заключенных среди них рудных линз — близкое к широтному, падение — северное под углами 20—60°. Насчитывается несколько рудных линз, но размер их, как правило, незначительный.

Рудные минералы представлены малахитом, реже — азуридом, присутствующими, главным образом, в цементе. В виде очень редких зерен встречается халькопирит. Из жильных минералов иногда наблюдаются тонкие прожилки кварца, связанные, очевидно, с послерудными подвижками.

Линзообразные рудные тела имеют общее направление на северо-восток 60—70°, располагаясь как бы кулисообразно.

До наших работ рудопроявление Медной горы считалось также гид-

ротермальным прожилково-вкрапленным, приуроченным к зоне дробления. Разведкой рудопоявления на глубину подтвержден пластовый характер оруденения и установлена бесперспективность его вследствие незначительных размеров рудных тел и отсутствия с глубиной какого-либо усиления интенсивности минерализации в этих, относительно бедных, рудах.

Помимо рассмотренного рудопоявления в основании девонской мульды, трансгрессивно перекрывающей в пределах рудного поля отложения готландия, наблюдается ряд мелких аналогичных пластовых залежей медистых песчаников. Они прослеживаются вдоль стратиграфических горизонтов низов франских отложений указанной мульды. По своему генезису медистые песчаники, очевидно, представляют собой диагенетические осадочные рудопоявления, претерпевшие впоследствии незначительный метаморфизм.

Таким образом, при анализе структуры рудного поля мы показали роль главного рудоподводящего Коджанчадского разлома в образовании северо-западных сколовых нарушений, а равно и роль последних в образовании рудолокализирующих боковых оперяющих трещин скола и разрыва третьего порядка. При этом полагаем, что тектонические подвижки вдоль указанных нарушений, предшествовавшие внедрению малых интрузий и даек, явились результатом растягивающих усилий. Вследствие этого происходили разломы преимущественно сбросового характера с образованием разрывных трещин, вдоль которых затем внедрялись интрузии.

Устанавливается, что структура Коджанчадского рудного поля была сформирована и подготовлена для проникновения малых интрузий и металлоносных гидротерм в конце готландия. К этому времени было также завершено внедрение интрузий и образование рудопоявлений. Кроме того, намечается некоторая последовательность во времени становления структуры рудного поля. Так, *первым этапом* явилось движение по главному — Коджанчадскому — разлому, обусловившее появление первой фазы дифференцированных малых интрузий готландского комплекса — кварцево-ортоклазового габбро, граногаббро, диорит-порфиритов, сиенито-диоритов, кварцевых микродиоритов, гранодиорит-порфиров и т. д., которые вытянуты вдоль этого разлома и не встречаются к югу от него, где развита основная масса месторождений. *Вторым этапом* явились сбросо-сдвиговые перемещения вдоль разломов северо-западного направления. Эти движения, как уже упоминалось, обусловили образование оперяющих трещин разрыва и скола. Последние оказались наиболее благоприятными для проникновения интрузий второй фазы готландского интрузивного комплекса — даек диабазов, пользующихся в рудном поле широким развитием и располагающихся вдоль указанных трещин. Эти дайки диабазов рвут интрузии первой фазы. Заметим при этом, что оруденение формировалось при том же плане деформации, что и внедрение даек диабазов, находящихся в пространственной и парагенетической связи с медной минерализацией.

Анализ структуры рудного поля показал, что большая часть рудолокализирующих трещин оперения, повидимому, принадлежит к трещинам разрыва. Сколовые трещины пользуются несколько меньшим развитием, но они также к моменту проникновения металлоносных гидротерм оказались приоткрытыми и благоприятными для рудоотложения. При этом, как мы уже видели, сколовые нарушения сопровождаются зонами дробления и брекчирования. Такая морфология трещин скалывания и наличие большого количества трещин разрыва, очевидно, могут быть объяснены тем, что трещинные деформации происходили в близповерхностных условиях.

когда мощность кровли была мала. В этом случае, как известно, создается возможность большого объемного расширения пород, а следовательно, и возможность их дробления и приоткрывания трещин. То, что деформации происходили на относительно небольшой глубине от земной поверхности, хорошо устанавливается по целому ряду фактов. Прежде всего, совершенно точно концом готландия определяется верхний возрастной предел разрывных форм дислокаций и приуроченных к ним малых интрузий и прожилково-вкрапленных медных рудопроявлений рассматриваемого рудного поля, что, естественно, исключает наличие к моменту трещинообразования покровы более молодых пород. В стратиграфических этажах выше готландия и нижнего девона рудопроявления этого типа отсутствуют. Более того, к среднему и верхнему девону они оказались в значительной мере срезанными и явились источниками накопления меди в осадочных отложениях этого возраста (Медная гора).

* * *

Мы проследили историю формирования структуры Коджанчадского рудного поля и показали при этом общую геологическую обстановку, на фоне которой развивались внутренние структурные элементы, предопределившие пространственное размещение и тип оруденения, а также нарисовали механизм образования разнообразных по своему характеру трещин. Следует только оговориться, что при анализе разрывных нарушений мы отвлеклись от сложности состава среды, подвергшейся деформации (различие физико-механических свойств пород, стратификация отложений, предшествующая складчатость и сопряженная с ней трещиноватость и т. д.). Подобный ход рассуждений справедлив, главным образом, для деформаций однородных пород однородными стрессами. Естественны поэтому те отклонения в механизме трещинообразования, которые имеют место в земной коре, где, как известно, главную роль играют неоднородные деформации и неоднородные структуры.

На рис. 4 приводится реально существующий план размещения разрывных нарушений изученного рудного поля, который выявился в процессе геологического картирования.

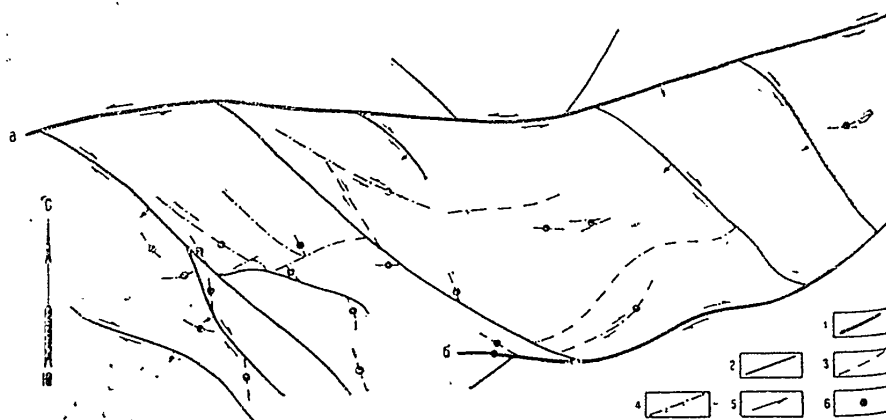


Рис. 4. Схема структурного контроля оруденения рудного поля. Условные обозначения: 1—рудоподводящие структуры: а—Коджанчадский разлом, б—Маясалганский разлом; 2—рудобрасающие (рудоконтролирующие) структуры; 3 и 4—рудолокализирующие структуры, 5—участки минерализации.

Из рассмотрения этого плана, или схемы структурного контроля оруденения, видно, что изложенная выше интерпретация структуры рудного поля находит себе достаточно убедительное подтверждение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 18, 1954.
2. Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. Сборник «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», АН СССР, 1953.
3. Водорезов Г. И., Кассин Н. Г., Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов. НКТП ОНТИ, 1933.

РЕЗЮМЕ

Мақалада, Коджаншат рудалы кен даласының структурасы туралы және мыс кендерінің солтүстік — батыста созылған ірі разломының тармақ жарықтарына қорғалғанын көрсетеді.

Олар, сколалық ыдыраулар, батыстан шығысқа бағытталған Коджаншат сбросо-сдвигі мен түйіскендігі туралы айтады.

А. Н. ВОЛКОВ

**«О ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКЕ БОКСИТОРУДНЫХ РАЙОНОВ
В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ РАСТВОРОВ**

(В порядке обсуждения)

Достоверность перспективной оценки изучаемого района в отношении любого полезного ископаемого зависит как от полноты наших знаний геологии района, так и от правильности понимания условий залегания, геохимии и генезиса полезного ископаемого.

Все существовавшие на определенном отрезке времени представления о бокситах кратко излагались в периодически выпускаемых примерно через каждые десять лет книжках под названием «О методике поисков и разведке бокситов».

Последний выпуск такого сборника «Бокситы» (11) выгодно отличается от предыдущих использованием нового обширного материала, полученного при поисках и разведках бокситовых месторождений, и своей большей эрудицией.

Этот выпуск является как бы официальным руководством Министрства геологии СССР и имеет большое значение для всех геологов, занимающихся исследованиями месторождений боксита. По этим соображениям необходимо коснуться одного положения, имеющего первостепенное значение при перспективной оценке бокситорудных районов для составления карт прогнозов этого полезного ископаемого, которое имеет дискуссионный характер и освещается авторами книги «Бокситы» слишком односторонне. Это — вопрос о роли сульфидов при образовании бокситов. Полезно этот вопрос рассмотреть и с иной позиции, тем более что в литературе по бокситам он почему-то обходится.

Авторы выпуска «Бокситы» отводят сульфидам главную, можно сказать, даже решающую роль в образовании месторождений бокситов. Так, например, в главе «О закономерности размещения бокситовых месторождений» говорится: «Переходя к истории формирования бокситовых месторождений, следует подчеркнуть то обстоятельство, что вынос глинозема может осуществляться только при условии существования в зоне выветривания сульфидизированных участков. В силу этого длительность процесса бокситообразования должна быть ограничена периодом разложения сульфидов в зоне деятельности грунтовых вод» (стр. 72).

В главе «Перспективная оценка районов развития платформенных месторождений» указывается: «Необходимо подчеркнуть, что основным условием бокситоносности следует считать наличие в породах фундамента зон региональной сульфидизации» (стр. 102).

Эти две выдержки, а число их можно было бы пополнить, вполне определенно связывают образование бокситов с окислением пирита, а бокситорудные районы — с зонами сульфидизации.

Какие же приводятся основания для столь категорического вывода? Как можно понять, авторы книги исходят из следующей концепции, изложенной на стр. 48 — 51:

«1. В составе природных вод в известной степени находят отражения процессы, осуществляющиеся в коре выветривания. На основании материалов В. И. Вернадского, соотношение кремнезема и глинозема в поверхностных водах может быть охарактеризовано следующими цифрами:

	$Al_2O_3 : SiO_2$
Вода рек (средние данные)	0,092—0,82
Светлобурья вода приполярных рек	0,11—0,44
Вода пресных озер	0,041—0,7

Соотношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в приведенных цифрах приближается к каолиновому, но нигде не превышает его и изменяется лишь в сторону уменьшения (до 0,092), т. е. относительного преобладания кремнезема».

«2. Взаимное поведение кремнезема и глинозема определяется их способностью образовывать золи противоположного заряда. В силу этого кремнезем и глинозем оказывают взаимное коагулирующее воздействие, что приводит в условиях водной слабодиссоции, нейтральной и слабощелочной среды к новому синтезу алюмосиликатов. Опыты по взаимной коагуляции глинозема и кремнезема показали, что она осуществляется при весьма широких пределах весовых соотношений: от 1 $Al_2O_3 : 14,63 SiO_2$ до 1 $Al_2O_3 : 0,73 SiO_2$ ».

«3. Для возможности осаждения из раствора даже незначительного количества свободного глинозема в слабодиссоции и щелочной среде соотношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в растворе должно превышать соотношение этих компонентов в каолините, равное 0,85».

На основании этих вполне по существу правильных положений делается заключение, что «избыток свободного кремнезема, свойственный растворам, образующимся в процессе выветривания горных пород при воздействии слабых кислот, исключает возможность осаждения, а следовательно, и накопления свободного глинозема. В условиях, свойственных природным растворам, может осуществляться только синтез алюмосиликатов». Отсюда делается вывод, что для разделения кремнезема и глинозема в алюмосиликатах, для перевода в раствор глинозема необходима сильная кислота, и в качестве таковой выдвигается серная кислота.

«Мощным источником серной кислоты в природных условиях является пирит, одна молекула которого при полном окислении в зоне выветривания дает две молекулы H_2SO_4 ».

Как доказательство реальности процессов растворения и выноса глинозема из алюмосиликатов сернокислыми растворами приводится соотношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в рудничных водах некоторых сульфидных месторождений:

	$Al_2O_3 : SiO_2$
Кислые воды сульфидных месторождений США (по Эммонсу, Горрингтону и Ходжу)	5,16
Кислые воды из Карабашских и Блявинских месторождений (по Хитарову и Муликовской)	13,52

Соотношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в этих рудничных водах, как видим, более чем достаточное для образования в осадке боксита.

Таким образом, необходимым, по мнению авторов, условием для образования бокситов является как источник серной кислоты сульфидное выветривание, так как других, находящихся в природе в большем коли-

честве достаточно энергичных реагентов, способных разлагать каолинитовую молекулу и растворять глинозем, будто бы в природе нет.

Теперь рассмотрим, является ли действительно обязательным участие серной кислоты в процессе образования бокситов и необходима ли тесная связь месторождений последнего с зонами сульфидизации.

Источник глинозема. При рассмотрении генезиса боксита, как и всякого полезного ископаемого, следует выделять три стороны этого вопроса: 1) источник глинозема, 2) условия его миграции и накопления, 3) условия сохранения месторождений до наших дней.

Для рассматриваемой темы нас интересуют только вопросы о источнике глинозема и его миграции.

По единодушному мнению, в природе существует из всех возможных только один мощный источник свободного глинозема — это распад алюмосиликатов на свободные окислы. Вопрос об условиях разложения алюмосиликатов изучается очень давно. Бесспорно, что такое разложение может происходить при воздействии очень сильных реактивов, как, например, серной кислоты. Однако серная кислота не единственный фактор такого разложения. В несравненно большем масштабе распад алюмосиликатов происходит в процессе субаэрального выветривания горных пород при непосредственном участии живого вещества.

В. И. Вернадский, отмечая роль живых организмов в разрушении алюмосиликатов, писал: «Живое вещество играет первенствующую роль в разрушении ювенильных и фреатических силикатов. Каолинизация всегда идет в среде, богатой углекислотой и жизнью. Становится все более и более очевидным, что разложение каолинового ядра, кроме исключительных случаев действия сильных кислот, не может происходить в биосфере вне действия источников особой в ней энергии, без участия живого вещества, т. е. в биосфере это должен быть процесс биохимический».

В. И. Вернадский культивировал диатомовые водоросли и наблюдал разрушение последними каолинита. Это дало ему основание утверждать: «Несмотря на то, что каолиновое ядро — Al_2SiO_7 — есть эндотермическое соединение и с трудом разлагается даже химическими силами, разложение его может легко совершаться, но при непременно участии биохимических факторов».

Более тщательно вопрос о разрушении каолина диатомовыми изучался А. П. Виноградовым (7), который пришел к следующим выводам:

1. Диатомовые разрушают каолин (накрит) до освобождения гидрата Al путем воздействия на накрит выделяемой ими слизи (из пектиновых веществ).

2. Бактерии, находящиеся в смешанных культурах вместе с диатомовыми (*Azotobacter chroococcum*), непосредственно не вызывают разложения каолина.

При проведении опытов отмечалось, что смешанные культуры развивались хорошо и на минеральной среде и на среде с органическим питанием, разрушая каолин. Чистые же диатомовые без органического питания почти не давали роста, с органическим же питанием — развивались и разрушали каолин (накрит).

Отложения кремневых панцирей диатомовых — диатомиты — известны в отложениях различных эпох, по крайней мере с юры.

Многочисленные работы, проведенные почти во всех странах, показывают, что водоросли (в числе их и диатомовые) являются постоянной составной частью микрофлоры почв. «Не было случая, — говорит М. М. Гольдбах (9), — чтобы испытание почвы микробиологическим методом с целью выяснения наличия в ней водорослей не увенчалось бы успехом».

Наиболее очевидным, легко наблюдаемым и значительным является участие водорослей в процессе выветривания горных пород и в создании первичного гумуса на чисто минеральных субстратах (работы акад. Б. Б. Польшова и его сотрудников). Водоросли (вместе с лишайниками) действительно являются пионерами растительности, подготовляющими образование почвы и возможность поселения других, более требовательных растений.

Однако одного факта разрушения каолина диатомовыми водорослями с освобождением гидратов глинозема еще недостаточно. Необходимо, чтобы при использовании кремнезема каолина диатомовыми на построение своих панцирей одновременно происходили хотя бы частичное растворение и вынос глинозема. В противном случае после смерти водоросли кремнезем ее панциря будет снова соединяться со свободным глиноземом, так как система $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ в условиях слабокислой среды ($pH = 4,9$) способна образовывать соединения каолинового типа.

Растворение же, а следовательно, и вынос глинозема возможны только в кислой среде при $pH < 4,5$.

Кислая же среда, как известно, действует угнетающим образом на большинство бактериального населения почв. Как же относятся водоросли, в частности диатомовые, к кислой среде? Вопрос этот еще слабо освещен в литературе.

М. М. Гольдбах (10), изучавший развитие водорослей в растворах с pH от 4,5 до 8,3, отмечает, что повышение щелочности раствора до $pH = 8,0$ отражается явно неблагоприятно, приводя к уменьшению количества родов до 50% по сравнению с таковыми в средней культуре, а снижение pH до 4,5 и повышение до 7,0 в общем отражаются весьма незначительно.

Он же так описывает один случай нахождения водорослей в резко кислой среде: «Интересно отметить, что при обследовании почв мне пришлось натолкнуться на развитие водорослей, казалось бы, в совершенно немыслимых условиях, как, например, на участке черной торфяной почвы мелиорированного болота. Почва с поверхности была почти совершенно лишена растительности и оказалась чрезвычайно кислой ($pH = 2,8$), и тем не менее лужица застоявшейся воды в середине участка была густо зеленой от развившейся *Flagellatae*, а посев в культуру рядом взятой почвенной пробы выявил два вида зеленых водорослей».

Еще более поразительные случаи приводит при описании кислых озер Японии Ю. В. Первольф (13). Так, например, в самом кислом озере мира Катанума (остров Хонсю), представляющем небольшое кратерное озеро, вода которого имеет $pH = 1,4 - 1,5$, были найдены диатомовая водоросль—*Pinnularia Braunii* Grun. var. *amphicercala* и некоторые другие низшие организмы.

В озере Инцибисинаи, расположенном в глубоком кратере вулкана Томари-яма на одном из Курильских островов, воды которого имеют однородное на всю глубину значение $pH = 2,8$, была найдена диатомовая водоросль *Eunotia*, которой, как указывает автор, не исчерпывается альгафлора озера.

В озере Осоресан-ко, воды которого в поверхностном слое имеют значение $pH = 3,0$, обнаружены довольно обильные флора и фауна, в частности диатомовые: *Eunotia*, *Coscinodiscus*, *Fragilaria*, *Melosira* и *Navicula*, ближе не определенные. Заслуживает внимания, что диатомовая *Navicula* вид *Navicula miniscula* и была использована А. П. Виноградовым при его опытах разрушения каолина.

Приведенные данные показывают, что кислая среда со значением $pH = 4,5$ не оказывает почти никакого действия на развитие водорослей.

Некоторые виды диатомовых водорослей развиваются даже в чрезвычайной кислой среде при рН, достигающем до 1,4.

При таких же низких значениях рН гидраты глинозема будут неизбежно переходить в ионные растворы и в таком виде перемещаться в бассейны осаднения.

По последним исследованиям, способностью разрушать каолин, кроме диатомовых водорослей, обладает группа лучистых грибов — актиномицеты.

В наиболее широком масштабе субэкральное разрушение алюмосиликатов происходит в тропических широтах, на что указывает обширное развитие там латеритных почв, состоящих, главным образом, из гидроксидов алюминия и железа. Но нет сомнения и в том, что процессы разрушения алюмосиликатов происходят также и в наших широтах, причем высказываются предположения, что при этом главную роль, кроме диатомовых, играют также и другие биогенные факторы.

Широко известны, например, случаи разложения горных пород лишайниками и мхами. Многочисленные экспериментальные исследования этих явлений, отмечает С. П. Кравков (12), отнесенные к высшим растениям, приводят нас к убеждению, что растительные организмы обладают действительно резко выраженной способностью активно воздействовать на трудно растворимые соединения. Способность эта, как известно, обуславливается, с одной стороны, выделением корневой системой растений каких-то еще недостаточно выясненных реагентов, с другой — в силу изменения растительным составом почвенного раствора как следствия поглощения из него различных необходимых растению оснований.

Известна способность некоторых, в особенности влаголюбивых, растений накапливать глинозем. Эта способность некоторых озерно-болотных растений (например плауновых и др.) накапливать глинозем привела Л. С. Берга (3) к мысли о происхождении бокситов как неорганического остатка такой растительности.

Изучение распределения глинозема в наших подзолистых почвах показывает весьма неравномерное содержание его по отдельным почвенным горизонтам.

Так, по данным, приводимым в курсах по почвоведению (14), наибольшее относительное и абсолютное накопление глинозема наблюдается в самом верхнем слое (5—10 см) почвы, состоящем преимущественно из остатков разлагающихся растений, что само по себе позволяет предположить биологическое происхождение этого глинозема, главным образом, за счет растительного опада.

Нижележащий почвенный горизонт (А) имеет пониженное содержание глинозема как растворимой, так и нерастворимой его фракции. В этом горизонте имеется вынос глинозема и железа. В третьем иллювиальном горизонте (В) имеются как пониженные, так и повышенные содержания Al_2O_3 , причем обеднение глиноземом здесь происходит за счет первичных минералов.

Такая миграция глинозема по профилю невозможна без распада алюмосиликатов и без перевода их глинозема в растворимые формы.

Несмотря на приводимые факты распада алюмосиликатов в северных почвах, обнаружить в них минералы гидратов окиси алюминия не удается. Последнее объясняется тем, что интенсивность алитового выветривания в северных широтах сравнительно очень мала и, по мнению И. Д. Седлецкого (15), возникающие частицы $Al(OH)_3$ захватываются глинистыми минералами, достраивают их решетку с поверхности и таким образом исчезают из гипергенного процесса. Этим и объясняется, по

мнению Н. М. Страхова, отсутствие в северных широтах бокситовых образований.

Условия миграции глинозема. Миграция глинозема от места его образования до места осаждения возможна только в виде молекулярных или коллоидальных растворов.

Миграционная способность глинозема находится в прямой зависимости от его растворимости. К сожалению, еще очень мало имеется в литературе цифровых данных о растворимости глинозема и кремнезема в гипергенных условиях.

По данным Магнстада, приведенных в работах Н. И. Гинзбурга (8), растворимость $Al(OH)_3$ в воде при различных значениях pH определяется величинами, приведенными в таблице 1.

К этому следует добавить, согласно данным Иоффе и Мак Лин, приведенным у С. П. Кравкова, (12), что в зависимости от аниона, связанного с Al, различные формы последнего могут существовать при значениях pH, приведенных в таблице 2.

Таблица 1

pH	Растворимость в мг на 1 л.
3,92	1000
3,94	600
3,95	400
4,10	130
4,19	78
4,27	43
4,57	6,5
4,66	2,3
5,22	1,2
5,40	0,8
5,62	0,7
6,00	0,4
6,8	0,3
8,2	8,2
8,35	8,4
8,95	34,6

Таблица 2

Анионы	Al выпадает из раствора нацело в виде $Al(OH)_3$ при pH	Присутствуют молекулярные формы Al при pH	Al присутствует в виде золя $Al(OH)_3$ при pH
$SO_4^{''}$	4,8	4,5	Золя не получено 4,3—5,6 4,4—5,9
Cl'	5,8	5,1	
NO_3'	6,0	5,9	
Смесь из равных эквивалентных количеств: $SO_4^{''} + Cl' + NO_3'$	4,9	4,9	4,0—4,8

Из данных таблицы 2 видно, что соли алюминия могут существовать в молекулярном растворе в зависимости от аниона соли и при более высоких значениях pH — от 4,5 до 5,9.

Растворимость кремнезема постепенно медленно возрастает по мере увеличения значения pH и, по данным Керренса, характеризуется цифрами таблицы 3.

Для более наглядного представления изобразим приведенные данные о растворимости этих компонентов на диаграмме, отложив на оси абсцисс концентрации водородных ионов, т. е. pH растворов, а по оси ординат — перешедшие в раствор количества в мг на 1 л (рис. 1).

Правая часть этой диаграммы с высоким значением pH, в которой растворимость глинозема снова резко увеличивается, нас мало интересует. В этой части гидроокись алюминия диссоциирует по формуле

Таблица 3

pH	Растворимость геля SiO_2 в мг на 1 л.
3	45
5	108
6	210
11	378

$Al(OH)_3 \rightleftharpoons Al(OH)_2O^- + H^+$ и меняет по отношению электролита свой заряд, приобретая способность образовывать с сильными основаниями алюминаты. Эти свойства глинозема широко используются в промышленности. Природные же воды с таким высоким значением pH неизвестны.

Для удобства рассмотрения наиболее интересной для нас левой части диаграммы изобразим ее в несколько большем масштабе (рис. 2).

Диаграмма разделяется на две части: левую — со значением pH менее 4,18, в которой растворимость глинозема превышает растворимость кремнезема, и правую — при pH больше 4,18, где растворимость кремнезема больше глинозема. В ней можно выделить следующие наиболее характерные поля:

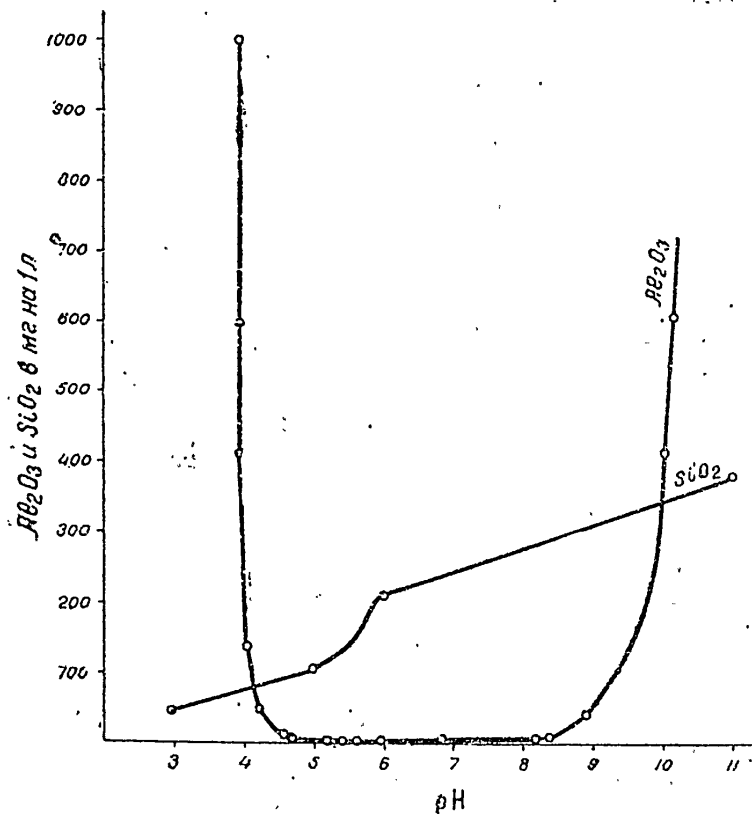


Рис. 1. Диаграмма растворимости $\text{Al}(\text{OH})_3$ и SiO_2 (по Магнстаду и Корренсу).

1. В водах со значением pH от 5,0 до 8,0 глинозем практически нерастворим (десятые доли мг на 1 л), тогда как кремнезем обладает хотя и слабой (100 — 280 мг на 1 л) растворимостью, но все же в сотни раз превышающей растворимость глинозема. Например, в нейтральных растворах при $\text{pH} = 7,0$ растворимость кремнезема в 700 раз превышает растворимость глинозема.

В такой среде при соответствующих благоприятных условиях, как, например, при наличии в почве процесса распада алюмосиликатов на свободные окислы, при достаточно интенсивном промывании дождевыми водами, теплом климате и других факторах, возможны постепенный вынос кремнезема и накопление в остатке полутвердых окислов, т. е. возможен элювиальный процесс, называемый латеритизацией.

2. При значениях pH от 5,4 до 4,22 растворимость глинозема начинает повышаться. Однако все переходящие в раствор в этой слабокислой среде

положительные ионы глинозема полностью захватываются отрицательными ионами кремнезема; в результате этого образуются осадки каолинового типа. Оптимально благоприятные, по данным работ Шварца, Ниггли и др., условия образования каолина находятся при $pH = 4,8 - 5,0$.

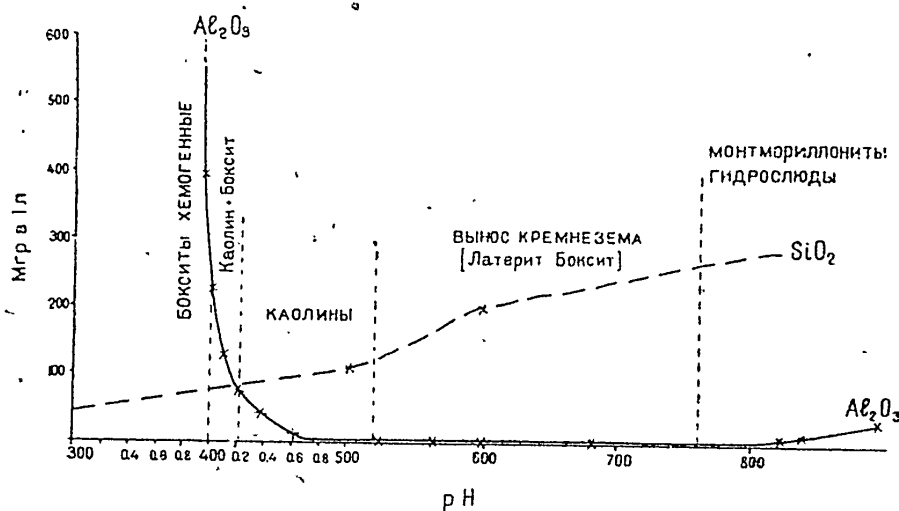


Рис. 2.

3. При значениях pH менее 4,22 и до 4,0 количество глинозема в растворе может быть больше, чем это необходимо для образования с кремнеземом молекулы каолинита.

Из такого типа растворов будут коагулировать или каолиновые глины с более или менее повышенным, чем это необходимо для каолинита, содержанием глинозема, или глины с включением желваков боксита, или, наконец, бокситовые породы, т. е. породы, по своему макроскопическому облику сходные с бокситовыми, но в которых отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ меньше, чем это требуется стандартами для боксита.

4. При значении pH около 4,0 растворимость глинозема начинает быстро возрастать, кривая растворимости принимает почти вертикальное положение. При $pH = 4,0$ отношение в растворе $Al_2O_3 : SiO_2$ близко к 3,0. Это значит, что при нейтрализации таких растворов осадок по своему составу уже будет отвечать бокситу. При уменьшении же значения pH до 3,9 отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в растворе будет много больше, чем это требуется для самых высоких марок боксита. Следовательно, воды со значением pH от 3,9 до 4,0 уже обеспечивают вполне миграцию глинозема при достаточном для образования боксита соотношении $Al_2O_3 : SiO_2$ в растворе.

Конечно, присутствие в природных растворах, кроме кремнезема и глинозема, других катионов (железа, титана и др.) и анионов (SO_4^{2-} , CO_3^{2-} и др.), а также явления пептизации и прочие, будут вносить те или иные поправки, однако качественная характеристика приведенной диаграммы растворимости останется без изменения.

pH природных почвенных вод. Наблюдаемые нами природные воды обычно характеризуются, по данным Х. Т. Бриттона (4), следующими величинами pH:

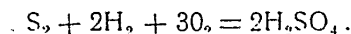
	pH
1. Воды в черном торфе	— 4,0
2. Воды в коричневых болотных торфах	— 4,5
3. Дождь в открытой местности	— 5,9
4. Ручьи в болотистой местности	— 6,4
5. Источник в известковой местности	— 6,0—6,6
6. Речная вода и озера в известковой местности	— 6,5—7,0
7. Речная вода в известковой местности	— 8,0—8,4
8. Вода Черного моря	— 7,26
9. Вода Атлантического океана	— 7,95
10. Вода солончаковых почв (Судан)	— 10,00

Как видно, все обычные природные воды, за исключением воды в черных болотных торфах, имеют такое значение pH, при котором растворимость кремнезема во много раз превышает растворимость глинозема. Поэтому вполне естественно, что приведенное выше авторами книги «Бокситы» отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ в таких водах ниже, чем в каолините. Если бы было иначе, то при широкой распространенности алюминия в земной коре месторождения бокситов встречались бы «на каждом шагу».

Достаточно кислую для образования глиноземсодержащих растворов среду мы должны искать не в открытых водостоках или водоемах, а там, где наиболее интенсивно протекают химические и биохимические реакции. А. Д. Архангельский (1) указывал, что согласно его хомогенной теории образования бокситов источником глиноземсодержащих растворов являются зоны наиболее полного, глубокого химического выветривания алюмосиликатных пород. В оптимальной степени этим условиям будут удовлетворять верхние зоны коры выветривания, вошедшие в сферу деятельности биохимических факторов, т. е. почвы и в первую очередь кислые так называемые подзолистые почвы.

Существовавшее некогда мнение о приуроченности кислых подзолистых почв исключительно к северным таежноболотным областям теперь уже оставлено. Исследованиями П. Фагелера и других почвоведов устанавливается, что в областях вечно влажных тропических лесных зарослей почвы под растительной подстилкой приобретают ясные черты подзолистого профиля. Согласно хорошо изученной обстановке образования кислых подзолистых почв главными условиями их образования являются наиболее полный вынос всех оснований (Ca, Mg и щелочей) и накопление мощного гумусового горизонта. Кислотность подзолистых почв находится в обратной зависимости от содержания в них оснований, в особенности от содержания ассимилируемого кальция, и в прямой зависимости от содержания в них гумуса.

Не останавливаясь на описании процессов почвообразования, укажем только, что при разложении растительных остатков и превращении последних в гумус в условиях достаточного увлажнения образуются, кроме углекислоты, разнообразные многочисленные органические кислоты, как, например, щавелевая, молочная, уксусная, янтарная, фульво-кислоты и прочие, объединяемые под названием гуминовых. Помимо органических могут образоваться также и неорганические, например серная и азотная кислоты. Сера, содержащаяся в белковом веществе разлагающихся органических остатков, при участии серобактерий (*Beggiatoa*, *Thiotrix* и др.) окисляется в серную кислоту:



Азотная кислота образуется за счет аммиака, окисляющегося при участии нитробактерий до азотной кислоты. Присутствием всех этих органических и неорганических кислот, главным образом, и объясняется кислая реакция гумусовых горизонтов подзолистых почв.

Зависимость кислотности растительной подстилки от содержания в ней золы (т. с. и СаО) Кравков (12) по данным Хессельмана иллюстрирует такой таблицей:

Таблица 4

pH	3,5—3,9	4,0—4,4	4,5—4,9	5,0—5,4	5,5—5,9	6,0—6,4
Потеря при прокаливании	77,55	68,95	67,27	53,74	52,52	59,17
Число анализов	73	116	62	32	15	6

С уменьшением содержания в растительной подстилке органического вещества (потери при прокаливании) и с увеличением золы, главной составной частью которой являются основания, pH слоя почвы повышается. Кроме того, кислотность подстилки зависит и от типа растительности. Но наименьшее значение pH в почвах отмечается не в растительной подстилке, а в нижележащем гумусовом слое. Последнее объясняется тем, что слабо разложившиеся растительные остатки содержат еще много минеральных веществ, в частности кальция, который препятствует созданию сильной кислой реакции, тогда как в гумусовом слое растительные остатки достигли уже довольно большой степени разложения, потеряли значительную часть кальция и в то же время превратились частично в кислые соединения. С глубиной, по мере увеличения количества неполностью разложившихся минералов, pH снова возрастает; реакция становится нейтральной и, наконец, слабощелочной.

Наибольшей кислотности подзолистые почвы достигают, повидимому, в тропическом климате, где интенсивность процессов выветривания определяется высокой температурой, повышающей степень диссоциации воды и других электролитов, а обилие атмосферных осадков способствует быстрому удалению из сферы их деятельности продуктов распада, в первую очередь всех оснований.

К сожалению, мы не располагаем материалом о кислотности подзолистых почв постоянно влажных тропических лесов, однако можем полагать, что она не будет ниже той, которая наблюдается в северных широтах. Так, например, некоторые болотные почвы Западной Африки, особенно под мангровой растительностью, отличаются очень сильной кислотностью, значением pH ниже 3,0.

Наименьшие значения pH, известные в почвах северных широт, примерно следующие.

А. А. Роде (14) приводит таблицу (№ 25) среднего содержания органического вещества, pH и СаО в разных слоях гумуса разного типа. Наиболее интересные данные из нее приводятся в таблице 5.

Величина pH всегда имеет в гумусовом слое (H) меньшее значение, чем в растительной подстилке (f), и зависит от общего содержания в них СаО. Минимальное значение pH в гумусе достигает 3,2.

У того же автора говорится, что, по данным исследований Хессельмана, самая низкая, найденная им в почвах, величина pH равнялась 3,5. Для данных климатических условий эта величина является тем нижним пределом, с переходом за который гумификация прекращается или во всяком случае резко замедляется.

Г. Вигнер (5) указывает, что почвенные кислоты могут отдиссоциировать водородные ионы, соответствующие величинам pH от 3,6 до 4,1; следовательно, гумусовые растворы могут быть довольно кислыми. По

Таблица 5

Древесные породы	Слой гумуса ¹	Число анализов	Потеря при прокаливании	рН	СаО в % от веса	
					сухого вещества	огранич. вещества
Tsuga canad., Betula lut.	f	8	88	4,7	1,25	1,93
Fagus silv., Tilia am., Acer sacc.	H	8	69	3,8	0,59	0,97
Picea rub., Abies bals., Betula lut.	f	9	32	4,4	0,76	0,82
Acer sacc., Tsuga canad., Fagus silv., Acer rub.	H	9	84	3,3	0,76	0,90
Picea rub., Acer sacc., Betula lut.	f	6	93	4,0	0,54	0,58
Abies bals., Betula pap., Acer rub., Tsuga canad.	H	6	87	3,2	0,25	0,26

своей силе они занимают среднее положение между уксусной кислотой или уголекислотой. В работе Г. Вигнера (5) даются анализы образцов кислого лесного гумуса, приведенные нами в таблице 6.

Таблица 6

Место взятия гумуса	Концентрация водородных ионов Н в 1 л	рН
Шварцвальд	от 1,6 до $2,5 \cdot 10^{-4}$	3,6—3,8
Северный Норланд	от 7,9 до $12,6 \cdot 10^{-5}$	3,9—4,1
Центральная Швеция	от 6,3 до $15,8 \cdot 10^{-5}$	3,8—4,2
Лапландия	от 1,6— $2,8 \cdot 10^{-4}$	3,6—3,8

Наконец, в химическом справочнике можем видеть, что вода, насыщенная CO_2 , при атмосферном давлении и температуре 18° имеет рН 3,95, а при температуре 25° — 3,7.

Таким образом, растворы, находящиеся в кислых торфяных и лесных почвах влажных климатов, имеют много меньшее значение рН, чем обычные поверхностные стоки и водоемы.

Сравнивая значения рН почвенных вытяжек с теми, которые необходимы для растворения $\text{Al}(\text{OH})_3$, можем убедиться, что почвенные воды могут легко растворять глинозем во много раз большей степени, чем кремнезем. Следовательно, при наличии свободного глинозема в результате распада алюмосиликатов в верхних зонах коры выветривания он может выноситься за пределы последней. Присутствие серной как весьма сильной кислоты будет, конечно, только способствовать растворению и миграции глинозема, но последние процессы могут идти и при ее отсутствии. Нет необходимости связывать бокситообразование обязательно с зонами сульфидизации.

О сульфидном выветривании. При рассмотрении процессов сульфидного выветривания в связи с формированием бокситовых месторождений мы встречаем ряд трудно объяснимых противоречивых явлений. На де-

¹ Слой f—растительная подстилка; слой H—гумусовый горизонт.

факты сернокислотной теории образования бокситов обратил внимание также И. И. Гинзбург (8).

Окисление пирита с образованием серной кислоты как экзотермическая реакция происходит на самых первых стадиях химического выветривания, когда еще только начинается вынос оснований из алюмосиликатов. В сформировавшейся коре выветривания тропических областей окисление пирита происходит в самых нижних зонах, в начале зоны распада, на глубинах, достигающих нескольких десятков метров. Во всех случаях, когда выветриваются горные породы, содержащие основания, т. е. большинство изверженных пород основного, среднего и даже кислого рядов, в нижних горизонтах коры выветривания господствует ясная щелочная среда при $pH = 7-8$.

Образующаяся при окислении пирита серная кислота будет расходоваться на нейтрализацию оснований, т. е. на образование сернокислых солей кальция, магния, калия и натрия, которые как легко растворимые соли выносятся за пределы зоны окисления. И. И. Гинзбург (8, стр. 59) пишет: «Когда мы имеем граниты, диориты, диабазы и подобные им породы, то свободная серная кислота образуется только в первый момент вокруг пиритового зерна, а в дальнейшем тотчас же нейтрализуется или разбавляется и уходит не только на образование сернокислого алюминия, но, в основном, и на образование сернокислых солей щелочных и щелочноземельных металлов».

Необходимы очень большие, весьма редко встречающиеся в природе содержания сульфидов в горных породах, чтобы образовалось большое количество серной кислоты, достаточное не только для нейтрализации, всех оснований, но и для создания сильно концентрированных ее растворов, способных разложить кремнеглиноземистую часть силиката.

По этим соображениям очень сомнительно утверждение авторов книги «Бокситы» (стр. 53), что «факт приуроченности большинства наиболее мощных и высококачественных бокситовых месторождений к щелочным массивам (месторождения Арканзаса, Южной Америки и Южной Африки) и к породам базальтового состава (большинство месторождений Индии)» является якобы одним из доказательств правильности сернокислотной теории. На всех колчеданных месторождениях, в зоне окисления таких пиритсодержащих пород, мы имеем довольно мощную зону гидролюид и каолинов.

Сернокислотная теория может еще найти свое оправдание в отношении пирит- и марказитсодержащих черных или темносерых глин, не содержащих сколько-нибудь заметных количеств щелочей и щелочных земель. В этом случае почти вся серная кислота, образующаяся при окислении пирита, может расходоваться из-за отсутствия оснований на образование сернокислого глинозема.

Однако наблюдения и в этом случае не подтверждают эту теорию. С. С. Смирнов (16), много лет изучавший зоны окисления сульфидных месторождений, рассматривая главные особенности геохимического накопления элементов в зоне окисления, пишет: «Значительная часть алюминия переходит в раствор в виде $Al_2(SO_4)_3$, после чего дальнейшая его судьба напоминает судьбу железа в тех же условиях. Сульфатные растворы легко гидролизуются, давая коллоидные растворы $Al(OH)_3$. Последние могут высадиться как почти чистый гель $Al(OH)_3$ или комплексный гель глинозема и кремнезема — в дальнейшем каолин. Нарисованная картина эволюции сульфата алюминия предполагает, как будто, широкое распространение в зонах окисления, находящихся в средних и особенно конечных стадиях развития, наряду с теми или иными алюмокремниевыми соединениями, и свободных гидроокислов алюминия. В дей-

ствительности же факты констанции последних редки. Чем объясняется подобная скудность развития гидраргиллита и диаспора, не совсем ясно».

И. И. Гинзбург (8) подчеркивает, что в районах развития на Урале зеленокаменных пород с крупнейшими колчеданными месторождениями широко развиты всевозможные гидрослюдистые, каолинизированные и даже монтмориллонитовые породы, окружающие в форме ореола окисленные железные шляпы, но месторождения алунита или боксита отсутствуют.

С другой стороны, мы не можем указать в имеющих промышленное значение месторождениях боксита факты нахождения среди алюмосиликатных пород, являющихся возможным источником глинозема для образования бокситов, сколько-нибудь крупных с большей концентрацией зон пирита.

Об алуните. Наличие алунита как в бокситорудном теле, так и во вмещающих его породах является доказательством правильности серно-кислотной точки зрения. Характер распределения алунита в бокситорудном теле еще плохо изучен. Но во всех месторождениях, где он только был обнаружен, он находится в весьма незначительном количестве в виде отдельных включений. И только в одной, не имеющей никакого практического значения, бокситорудной точке — в Мугоджарах — алунит образует небольшие линзы.

Чтобы понять происхождение в бокситоносных горизонтах алунита, напомним, что в тех континентальных озерно-болотных или прибрежно-морских бассейнах, в которых происходило осаждение глинозема, очень часто (если не в большинстве случаев) господствовала восстановительная обстановка с сероводородным брожением. Всем разведчикам боксита известны многочисленные случаи нахождения черных пиритсодержащих углистых глин как в почве, так и в кровле бокситорудных тел, а также включения пирита в самом боксите. Серые «пирит-бокситы» известны и в древних (палеозойского возраста) месторождениях и в более молодых (мезозойских). Некоторые исследователи палеозойских прибрежно-морских месторождений боксита Урала полагают, что красные бокситы являются продуктом гипергенных изменений серых пиритизированных. То же можно предположить и относительно некоторых участков казахстанских месторождений.

Если с течением времени такой пиритсодержащий бокситорудный горизонт попадет в зону окисления, то в результате взаимодействия серной кислоты, получающейся при окислении пирита, на боксит и на всегда содержащийся в последнем каолин могут, вполне естественно, образоваться включения алунита. Алунит в этом случае эпигенетичен по отношению к вмещающему его бокситу и породам его почвы и кровли.

В результате сказанного мы считаем, что нет оснований приписывать сернокислым растворам главной решающей роли при миграции глинозема, а следовательно, и считать основным условием бокситоносности того или иного района наличие в его породах фундамента зон региональной сульфидизации.

О бокситах латеритного происхождения. Не рассматривая здесь по существу латеритную теорию происхождения бокситов, остановимся только на тех причинах, по которым она рассматривается в настоящее время большинством наших геологов как устаревшая, несостоятельная. Эта теория была разработана в начале нашего столетия французскими, а затем индийскими геологами и до сих пор признается зарубежными геологами как одна из наиболее вероятных.

Латеритами, как известно, называются конечные продукты субаэраль-

ного выветривания различных горных пород, существенно состоящих из свободных гидратов окислов алюминия и железа.

Бокситы, согласно этой теории, являются ничем иным, как латеритами, состоящими преимущественно из свободных гидратов глинозема.

К. Фокс, изучая латериты Индии, пришел к заключению, что для образования латеритов обязательны определенные условия, главнейшие из которых следующие:

а) Теплый тропический климат с перемежающимися засушливыми и дождливыми годовыми сезонами, причем чередование таких годовых сезонов должно продолжаться непрерывно в течение весьма продолжительного времени, по меньшей мере в течение миллиона лет.

б) Ровная или слабо наклонная местность со слабо выраженными явлениями эрозии, с которой не могли бы смываться рыхлые продукты выветривания.

в) Породы, подвергающиеся субаэральному выветриванию, должны содержать главные латеритные составляющие — глинозем и железо.

г) Текстура породы должна быть пористая или такая, чтобы при выветривании она становилась достаточно пористой для проникновения просачивающейся в почву воды, что создает необходимые благоприятные условия для химического воздействия на нее.

Образующаяся при этих условиях кора выветривания горных пород имеет определенное зональное строение с последовательным изменением в вертикальном разрезе своего химико-минералогического состава, структуры и текстуры, т. е. обладает так называемым латеритным профилем. В последнем выделяют: а) свежие породы, б) зону разложения, в которой сохраняется еще структура свежей «материнской» породы и даже отдельные шарообразные полуразрушенные ее остатки, но явны сильные химические ее изменения — вынос оснований и части кремнезема, в) зону пятен, в которой первичная структура породы исчезает и все превращается в глинистую массу, где полуторные окислы распределены уже неравномерно-пятнисто, г) железистую кору — самую верхнюю часть профиля, состоящую или из отдельных желваков или из сплошной коры полуторных окислов.

Гаррасович полагал, что характерной особенностью латеритного профиля будет являться постепенное уменьшение в латеритном профиле снизу вверх отношения $\text{SiO}_2 : 2\text{Al}_2\text{O}_3$, названного им коэффициентом «Ки», а также и отношения суммы всех оснований к глинозему, названного коэффициентом «ва», объясняющегося постепенным выносом кремнезема и оснований и накоплением окислов алюминия и железа.

С началом изучения отечественных месторождений бокситов латеритная теория их происхождения оказалась не в состоянии объяснить многие особенности их геологического строения. Поэтому полное признание у нас получила разработанная в 1937 г. А. Д. Архангельским химическая теория происхождения бокситов, согласно которой последние рассматриваются как химические осадки в озерно-болотных бассейнах или в прибрежных частях моря. Этой теорией прекрасно объясняются все особенности в условиях залегания и парагенеза и казахстанских месторождений боксита.

С появлением химической теории происхождения бокситов латеритная теория была объявлена несостоятельной. Взгляды большинства наших геологов на последнюю хорошо определяются следующей цитатой из книги «Бокситы» (11, стр. 47): «В зарубежных странах до настоящего времени широко распространены взгляды на бокситы как на элювиальное образование, возникшее в результате так называемого латеритного выветривания. Эти взгляды, высказанные в 80-х годах прошлого столе-

тия, уже устарели и не соответствуют современному уровню наших знаний».

В качестве наиболее убедительных доказательств несостоятельности латеритной теории приводятся случаи залегания бокситов на известняках (т. е. на породах, не содержащих сколько-нибудь значительного количества глинозема), присутствия в самом боксите углистых включений, пирита, сидерита и других минералов, совершенно несовместимых с резко окисленной обстановкой в латеритной коре выветривания.

После приведения указанных доказательств химическая теория А. Д. Архангельского стала выдвигаться не как обоснование нового генетического типа бокситов, а как альтернатива латеритной теории, причем такая альтернатива была поставлена без всякой ревизии тех месторождений, которые зарубежные геологи продолжают считать типично латеритными.

Такая постановка вопроса, нам кажется, является недоразумением. Если мы внимательно просмотрим литературу о бокситах, то легко убедимся, что между латеритными и химическими бокситами очень мало общего.

В пояснение сказанного сравним главные, наиболее характерные, черты этих двух типов месторождений.

1. Хемогенные болотно-озерные руды образовывались в постоянно влажных с тропической лесной растительностью областях, где преобладает кислая почвенная реакция.

Латеритные руды образовались в областях с чередующимися в течение года влажными и сухими сезонами по периферии тропических областей, где преобладает нейтральная или слабощелочная почвенная реакция (рис. 3).

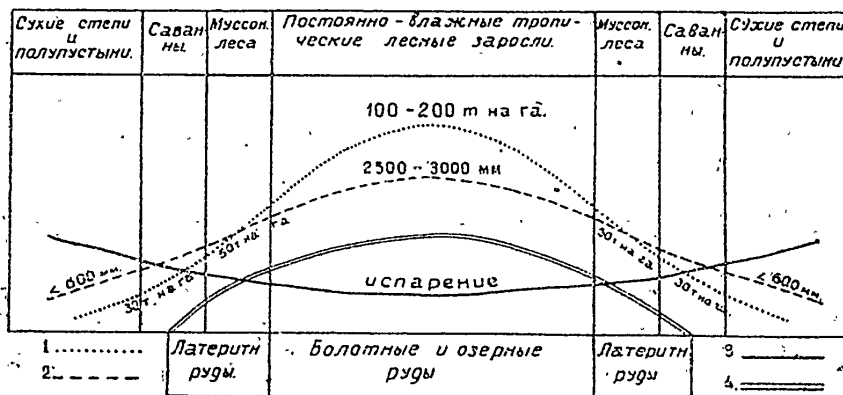


Рис. 3. Формирование современного элювия в тропиках и субтропиках (по Фагелеру). Условные обозначения: 1—годовая продукция растительности на гектар в тоннах (цифры годовой растительности даны по П. Фагелеру), 2—осадки за год в мм, 3—испарение, 4—подвижность железа (Al) в коре выветривания.

2. Хемогенные бокситы образуются как водные осадки в болотно-озерных с нейтральной или слабощелочной водой бассейнах. Глинозем в эти бассейны привносится извне в кислых молекулярных или коллоидальных его растворах.

Латеритные бокситы образуются на суше, в верхних зонах коры вы-

ветривания. Глинозем (а также и железо) не выносятся из коры выветривания, а накапливаются в ней вследствие удаления остальных компонентов — оснований и главной массы кремнезема.

3. Приведенные на рис. 1 и 2 диаграммы растворимости глинозема и кремнезема показывают, что миграция глинозема из «поля питания» в «бассейн осаждения» возможна только в кислой среде при pH около 4,0 и менее.

Образование же латеритных бокситов возможно только в нейтральной или слабощелочной среде при значениях pH от 5 до 8. Только при этих значениях pH, как видно из диаграммы, глинозем практически не растворим, тогда как кремнезем обладает хотя и небольшой, но все же в сотни раз большей, чем глинозем, растворимостью.

К сказанному о латеритах следует еще добавить о коэффициентах Гаррассовича: «Ki», т. е. отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, и «ва», т. е. отношения оснований к Al_2O_3 .

Гаррассович полагал (правда, с некоторыми оговорками), что эти коэффициенты должны последовательно и постепенно уменьшаться в латеритном профиле от свежих пород вверх до железистой коры. Такие изменения коэффициентов он считал одним из главных доказательств латеритной теории.

Тщательные исследования по профилю химического состава породы показали, что в действительности правильности в изменении этих коэффициентов нет. Часты случаи местного обогащения или обеднения полутормыми окислами, а также и кремнеземом отдельных горизонтов коры выветривания. Отсюда делается вывод, что латеритная теория ошибочна. Мы думаем, что скорей всего здесь ошибался Гаррассович, рассматривая слишком упрощенно кору выветривания. В доказательство приведем мнение Н. М. Страхова, правда относящееся только к железу, но могущее иметь отношение и к глинозему.

Н. М. Страхов (17, стр. 98) пишет: «Железные руды коры выветривания и зоны циркуляции подземных вод представляют сложный комплекс. Сюда относятся, прежде всего, руды, залегающие в коре выветривания, собственно и представляющие результат перераспределения железа внутри коры выветривания подземными водами, как, например, латеритные руды. В курсах рудных месторождений эти рудные скопления называются рудами остаточными — термином, на мой взгляд, совершенно неудачным, ибо он вызывает ложные представления о действительном механизме возникновения этих рудных концентраций; на самом деле мы имеем здесь дело вовсе не с простым «механическим» остатком железа в коре выветривания, а с результатом сложных перемещений и концентраций его внутри этой коры».

Рискуя несколько отклониться в сторону, приведем сообщенный И. Д. Широковым интересный наглядный пример миграции железа в почве под рисовыми полями в древней дельте р. Сыр-Дарьи. Из почв под затопленным рисовым полем были взяты две серии проб: первая — в конце июня, вторая — в конце июля. После анализа этих проб оказалось: а) значительная часть железа, содержащегося в почве, за один месяц из окисной формы перешла под влиянием быстро развившихся сероводородных бактерий в закисную форму; б) закисное железо из верхних горизонтов почвы начало мигрировать в нижние; в) после того как вся вода высохла и рис был убран, почва под действием горячих солнечных лучей начала сохнуть и верхний ее слой начал краснеть, т. е. в засушливый период растворы закисного железа начали по закону капиллярности подниматься к поверхности и там окисляться.

Так, в течение одного-двух месяцев буквально «на глазах» при смене «климатических» условий происходила миграция железа.

Приведенное выше высказывание Н. М. Страхова о железе может быть отнесено также и к глинозему. Так, например, если в дождливый сезон года произошло местное заболачивание, то при развитии растительности и малом количестве в почве оснований (а в латеритной почве количество оснований ничтожно) неизбежно временно возникнет в почве кислая среда, а следовательно, и возможность миграции глинозема в более глубокие горизонты, где имеется более высокий pH и где глинозем неизбежно выпадет из раствора.

После подобных перемещений полуторных окислов (а также и кремнезема) внутри коры выветривания от правильности и последовательности изменения коэффициента «Ki» по профилю ничего не остается. Характер изменения коэффициента «Ki» не может говорить ни за латеритную теорию, ни против нее.

Из всего сказанного следует, что доводы в пользу реальности существования хемогенных бокситов не могут служить опровергающими существование латеритных бокситов. *Хемогенные бокситы не альтернатива латеритным, а самостоятельный генетический тип.*

В современной зарубежной литературе, подавляющее большинство месторождений, а также и мировых запасов боксита относятся к бокситам выветривания, залегающим на месте образования. Конечно, как говорит Д. В. Наливкин, «имеется ряд серьезных указаний, что такое положение должно быть пересмотрено и что для многих латеритовых месторождений условия образования еще не выяснены». Но до тех пор, пока у нас нет своих собственных наблюдений, мы не можем не считаться с мнениями видных зарубежных геологов, в частности крупнейшего знатока геолога Индии К. Фокса, имевшего в своем распоряжении обширнейший материал и знавшего о высказанной еще до него точке зрения на некоторые отдельные месторождения бокситов Индии как на озерные осадки.

Если не считать некоторые непромышленные бокситовые точки в Узбекской ССР, то в пределах Советского Союза пока не известны месторождения боксита, которые можно было бы отнести к латеритному типу.

Вполне естественно возникает вопрос, имеется ли перспектива нахождения их у нас.

Основываясь исключительно на дедуктивном методе рассуждения, можно предполагать, что такие перспективы незначительны — гораздо меньшие, чем для хемогенных бокситов.

В Советском Союзе неизвестны бокситы моложе мела, в крайнем случае палеогена. Позже, в неогене и в четвертичный период, общая геологическая и климатическая обстановка была неблагоприятна для образования более или менее крупных скоплений этого полезного ископаемого.

Латеритные бокситы есть континентальное образование на поверхности непленнизированного плато. Очень мало шансов, что эти образования могли сохраниться от мела до наших дней. Помимо процессов размыва, достаточно небольшого изменения климата, например увеличения количества атмосферных осадков, чтобы появились леса и связанная с ними кислая реакция почвы, а следовательно, или переход бокситов в каолиновые глины или просто вынос глинозема в растворе.

Н. М. Страхов (17) в таблице стратиграфического размещения фациальных типов железных руд считает, что руды коры выветривания неизвестны древнее юры, а бокситы коры выветривания (по Гаррасовичу) неизвестны древнее олигоцена.

Хемогенные бокситы, осаждающиеся в водных бассейнах, после пре-

крашения процесса бокситообразования обычно перекрываются глинами или известняками, защищающими их не только от размыва, но и от воздействия неравновесных с ними грунтовых вод. Поэтому хемогенные бокситы имеют гораздо больше шансов сохраниться до наших дней. Однако было бы ошибочно совершенно исключать латеритные бокситы из поля нашего зрения.

* * *

В заключение следует, чтобы избежать обвинения в крайнем актуализме, рассмотреть вопрос, в какой мере взятые в доказательство изложенных положений факты из современных наблюдений можно распространить на отдаленные геологические эпохи.

Приводимые в тексте факты и наблюдения можно разбить на две группы: 1) на химические свойства (растворимость и пр.) отдельных составляющих бокситы компонентов, 2) на зависящие от определенных климатических особенностей (кислотность почв, количество и характер атмосферных осадков и т. п.).

Химические свойства составляющих бокситы элементов зависят от их порядкового числа и строения внешней электронной оболочки; они, очевидно, неизменны со времени образования земной коры.

Вторая группа, конечно, непостоянна. Но она непостоянна только в отношении своего местоположения на земной поверхности и, возможно, интенсивности проявления. Существование на земле климатических поясов даже в самые ранние периоды теперь общепризнано; изменяется только их положение. Но так как наши рассуждения не относятся к определенной местности, а относятся вообще к тем или иным климатическим поясам, где бы они ни находились в ту или иную геологическую эпоху, то они будут справедливы ко всем временам после появления на земле флоры и фауны, способных организовывать сложные молекулы — гиганты, характерные для органического мира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Труды конференции по генезису руд, железа, марганца и алюминия. АН СССР, 1937.
2. Афанасьев Н. Я. Из области анаэробных и болотистых процессов. Почвоведение № 6, 1930.
3. Берг Л. С. О происхождении уральских бокситов. Известия Всесоюзного географического общества, т. 77, вып. 1—2, 1945.
4. Бриттон Х. Т. С. Водородные ионы. Изд. ОНТИ — Химтеорет., Л., 1936.
5. Вигнер Г. Избранные работы. Физико-химические исследования почв. ОГИЗ, 1941.
6. Вернадский В. И. Биохимическая роль алюминия и кремния в почвах. Доклады Академии наук СССР, т. XXI, № 3, 1938.
7. Виноградов А. П. и Бойченко Н. А. Разрушение каолина диатомовыми водорослями. Доклады Академии наук СССР, т. XXXVII, № 4, 1942.
8. Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
9. Гольдбах М. М. Роль водорослей в почвенных процессах. АН СССР Институт микробиологии Труды конференции по вопросам почвенной микробиологии, связанным с внедрением в сельское хозяйство комплекса Докучаева — Костычева — Вильямса, М., 1953.
10. Гольдбах М. М. К вопросу о составе и распространении водорослей в почвах. Труды Ботанического института АН СССР. Спорные растения, серия II, вып. 3, 1936.
11. Горюцкий Ю. К., Лавровиц Н. С., Любимов А. А. Бокситы. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 10. ВИМС. Госгеолиздат, 1949.
12. Кравков С. П. Почвоведение. Сельхозгиз, 1937.

13. Первольф Ю. В. Кислые озера Японии. Природа № 1, 1944.
14. Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. АН СССР, 1937.
15. Седлецкий И. Д. Почвенные коллоидные минералы группы гидратов окиси алюминия. Доклады Академии наук СССР, т. 19, № 9, 1938.
16. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.
17. Страхов Н. М. Железородные фации и их анализы в истории земли. Труды Института геологических наук, вып. 73, геологическая серия, 1947.

РЕЗЮМЕ

Мақалада бокситтың пайда болуының негізгі жағдайы, ауданның тау жыныстарында регионалдық сульфидтенген аймақтар екендігі дәлелденеді.

Химогендік және латеритті боксит кендерінің бір-бірімен байланысты емес екендігі айтылады.

Ж
В
Ч
В
П
В
С
Е
Т
Р
Л
К
Ч
Ч
Д
В

Р
Л
А
Ш
С
Д
И
К
К
Н
Г
Н

Ч
С
Н.
Л
М
В

1955

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
Серия геологическая

Вып. 20

Н. Н. ПАЛЬГОВ

ЛЕДНИКИ ЛЕПСИНСКОЙ КОРЫ ХРЕБТА
ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ

Ледники, о которых говорится в настоящей статье, залегают в истоках р. Кора, являющейся одним из многочисленных притоков р. Лепсы в хребте Джунгарский Алатау. Слово «кора» на казахском языке обозначает загородку, устраиваемую для скота. Этим же словом казахи называют и трудно доступные долины, которые так закрыты горами, что проезд к ним возможен только окольными путями. Так как такие долины в Джунгарском Алатау не единичны, то здесь под именем «Кора» имеется не одна река. Так, например, есть р. Кора в бассейне р. Каратал, есть вторая Кора в бассейне р. Лепсы, которая, в отличие от первой Коры, называется «Бала Кора», то есть Маленькая Кора. Чтобы уточнить такие часто встречающиеся названия рек, приходится к их имени добавлять и название основной реки.

В истоках Лепсинской Коры расположена одна из крупнейших ледниковых групп Джунгарского Алатау. Она состоит из двух больших долильных ледников — Калесника (по имени члена-корреспондента АН СССР С. В. Калесника) и Сатпаева (по имени академика К. И. Сатпаева) — и двух ледников среднего размера — Валиханова (по имени первого казахского ученого географа Ч. Ч. Валиханова) и Низкоморенного.

Эта группа ледников изучалась Академией наук Казахской ССР под руководством Н. Н. Пальгова в течение трех лет (с 1947 по 1949 г.). Кроме того, на двух ее крупнейших ледниках — Калесника и Сатпаева — в 1953 г. были произведены некоторые повторные наблюдения над уров-

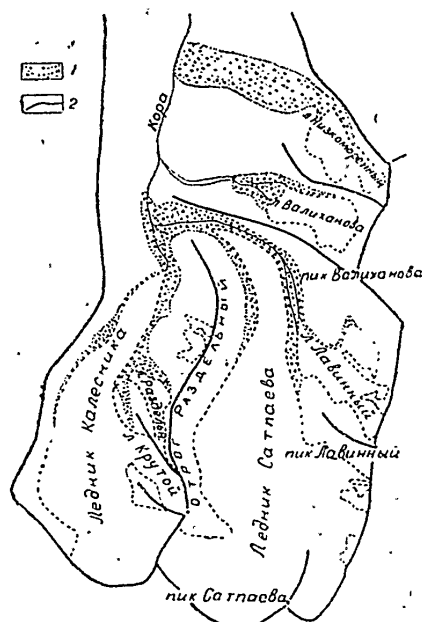


Рис. 1. Схема ледников Лепсинской Коры. Условные обозначения: 1 — морены и погребенные части ледников, 2 — впадины и погребенные долины.

нем поверхности, скоростью движения и пространственным состоянием, а на леднике Низкоморенном — над скоростью перемещения моренных отложений.

В статье излагается только часть результатов исследований, относящаяся к морфологии и морфометрии.

Морфология. Лепсинско-Коринская группа ледников занимает главную часть долины Керы. Главное место в ней принадлежит ледникам Калесника и Сатпаева, которые 30 — 40 лет тому назад соединились в один ледник. Значительно меньше по размерам, но более или менее одинаковы по своим площадям ледники Низкоморенный и Валиханова, занимающие правые боковые ущелья. Ледник Низкоморенный в нижней части течения превращается в каменный глетчер, конец которого спускается в главную долину, а ледник Валиханова заканчивается на древней высоко расположенной террасе этой долины, имеющей здесь форму трога.

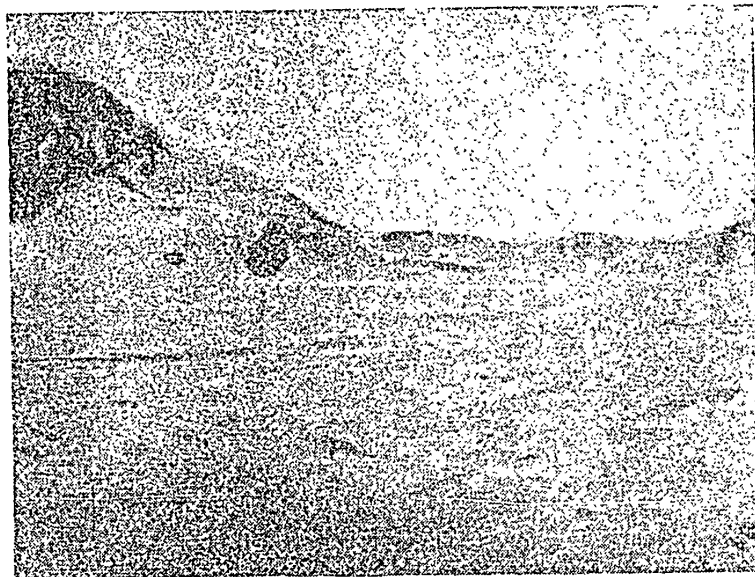


Рис. 2. Ледник Калесника. Верхняя часть языка и фирновый бассейн.
Фото С. И. Кумачева, август 1949 г.

Ледники Калесника и Сатпаева расположены почти параллельно друг другу. Первый из них занимает левую часть долины, второй — правую. Между ними проходит боковой отрог хребта, названный «Раздельный». В 1915 г. ледник Калесника достигал в длину более 7 км. К 1947 г. его открытый конец отступил на 1 км, оставив на своем прежнем месте на склонах долины (особенно на левом, обращенном к востоку) погребенные участки мертвого льда. Вместе с тем с высоты в 2670 м он поднялся до высоты 2920 м.

За период с 1947 по 1953 г. ледник сократился в длину еще на 200 м и поднялся до высоты 2939—2940 м. В настоящее время его открытая часть имеет длину 5 км, а погребенная, представляющая остаток льда на левом склоне долины и отчасти на правом, — приблизительно 1 км.

Площадь ледника вместе с погребенными частями составляет 5,9 кв. км.

Ледник течет с юга на север. Основное питание он получает с тылового (северного) и северо-западного склонов цирка, где вершины гор имеют высоту до 3900 м. Цирк ледника простой, однокамерный, с крутыми и обильно заснеженными склонами. От гребня гор до начала языка он тянется в длину на 1,2 км при ширине более 1 км. Его поверхность разбита многочисленными трещинами.

В нижней части цирка на переходе ледника через ригель тянется огромный ледопад. От его подножия поверхность цирка принимает уклон в $4-5^\circ$. В пределах этого уклона на высоте 3320—3330 м лежит фирновая линия. Ниже ее ледник Калесника расширяется до 1,5 км и принимает справа каровый ледник, круто спускающийся со склона отрога Раздельного и за такой характер падения получивший название «Крутой». За ним ледник Калесника переваливает через второй ригель, над которым он образует систему трещин длиной от 20 до 100 м и шириной от 1 до 3 м.

За вторым ригелем к леднику Калесника подходит с отрога Раздельного второй каровый ледник, получивший название Раздельный. Он начинается с высоты 3965 м и на своем пути встречает скалистый выступ, которым делится на две лопасти. От выступа он меняет свое направление с северного на западное. Самая значительная из его лопастей — левая — имеет в длину более полукилометра и несет на себе зачатки срединной морены, образуемой камнями, падающими с обнаженных скал высоты «3965». Конец левой лопасти с уклоном в 19° упирается в конечную морену, которая в сторону ледника Калесника обрывается под углом в 34° . Правая лопасть ледника Раздельного оканчивается крутым лбом. Фронтальные морены обеих лопастей примыкают к боковой морене ледника Калесника.

Ниже впадения ледника Раздельного ледник Калесника увеличивает уклон по продольному профилю до $7-8^\circ$, а на конце языка — до $8-9^\circ$. В 1949 г. он оканчивался невысоким уступом (от 1 до 3 м), причем некоторая часть оконечности языка (шириной до 10—30 м и длиной более 90 м), подмытая потоком, откололась от основного тела и разбилась на огромные льдины. К 1953 г. отколовшаяся часть растаяла, а уступ сгладился.

Моренные отложения на леднике Калесника представлены двумя боковыми моренами, которые, будучи отрезаны от ледника глубокими логами, приняли вид береговых. Они тянутся вдоль ледника двумя ярусами, лежащими один на другом. В нижнем из них кое-где встречаются обнажения льда.

Левая боковая (береговая) морена начинается ниже фирновой линии невысокой (4—5 м) грядкой. В районе второго ригеля она достигает в высоту 50—60 м и имеет угол наклона в сторону ледника $30-35^\circ$. Далее вниз по течению высота ее почти не меняется, но уклон в сторону ледника становится более пологим. На скалах третьего ригеля она теряет форму вала и сохранилась здесь только небольшими островками. Ниже третьего ригеля морена снова появляется на склоне отрога, но уже исключительно под видом береговой, так как самого ледника здесь нет — он отступил. Однако под мореной лед полностью еще не растаял.

Правая боковая морена, сложенная преимущественно обломками сланцев, начинается от фронтальной морены ледника Крутого. В районе среднего (второго) ригеля она смешивается с моренными отложениями ледника Раздельного. Ниже последнего она достигает в высоту 60—70 м. На этом участке в ее гребень упирается конец небольшого висячего ледника. Дальше морена расширяется, а за третьим ригелем сливается с отложениями ледника Сатпаева.

Фронтальной морены у ледника Калесника нет, если не считать небольших (высотой до 7 м) гряд и холмиков, оставленных им на дне долины после своего последнего отступления. Эти слабо выраженные отложения находятся менее чем в одном километре от подножия третьего ригеля. В некоторых местах они размыты водами реки, текущей здесь по руслу с уклоном в $3 - 4^\circ$.

Поверхность языка у ледника Калесника сравнительно чистая. Лишь вблизи от конца наблюдаются песчаные наносы с хорошо окатанной мел-



Рис. 3. Ледник Калесника. Оконечность открытого языка. Часть льда, подмытая потоком, откололась.

Фото С. И. Кумачева, август 1949 г.

кой галькой, да редко разбросанные отдельные валуны, упавшие с боковых морен. Кос-где встречаются муравьиные кучи высотой до 50 — 70 см и четко ооконтуренные лунки глубиной до 20 см.

В 1949 г. талые воды ледника распределялись по его поверхности несколько иначе, чем в 1947 г. Впервые они появляются между верхним и средним ригелем в виде трех потоков. Из них левый поток, дойдя до трещины в районе среднего ригеля, уходит в одну из воронок под лед. Остальные два потока соединяются вместе, огибают район трещин среднего ригеля и устремляются к левому берегу ледника, где также исчезают в глубокой воронке. Ниже от подножия среднего ригеля образуется новая система потоков, часть которых также теряется в трещинах. Но два ручья продолжают течь по поверхности ледника: один (незначительный) у левого края, другой (более крупный) у правого. Последний недалеко от оконечности языка между ледником и боковой мореной выработал себе каньон глубиной в 1,5 — 2 м. За оконечностью языка, на задровой площадке, оба ручья вливаются в бурный и мутный поток, в 8 — 10 раз более многоводный, чем они сами, в котором соединились все ранее ушедшие под-ледник воды и который с шумом вырывается из-под языка.

В 1947 г. талые воды ледника стекали с нижнего ригеля двумя мощными водопадами. В 1948 — 1949 гг. на месте левого, самого большого водопада был только маленький ручей. Вся масса вод перебросилась в

русло правого водопада. Поток падает здесь с высоты 30 м. В «слабую воду» он расчленяется на четыре косы, а в паводок представляет сплошной и грязный водопад.

Ниже водопада у подножия ригеля и на левом склоне долины расположены «мертвые» льды, которые с каждым годом убывают. В 1947 — 1949 гг. поток у подножия ригеля был перекрыт ледяным мостом, первоначальная (в 1947 г.) толщина которого составляла примерно 4 — 5 м. В 1953 г. этого моста уже не было.

Полупогребенный лед на левом склоне долины еще больше покрылся моренными отложениями. Уклон его поверхности (в сторону к реке) стал положе и более легким для ходьбы.

Ледник Сатпаева в 1947 г. имел в длину вместе с погребенной частью языка более 7 км. Впоследствии он сократился как на погребенной части, так и на открытой. В 1953 г. его общая длина составляла 6,6 км, причем на открытую часть приходилось 6,2 км, а на погребенную — 0,4 км. Справа с ледником Сатпаева сливается боковой ледник Лавинный, имеющий в длину около 2 км и площадь в 1,5 кв. км. Общая площадь обоих ледников составляет около 10,2 кв. км.

Ледник Сатпаева начинается со склонов одноименной горы, резко возвышающейся среди окружающих вершин. Цирк ледника делится на две камеры, из которых левая является основной и имеет форму полуокружности с диаметром до 2 км. В западной части эта камера суживается, а ее заснеженная тыловая стена, образуя седловину, примыкает к леднику Калесника.



Рис. 4. Ледник Сатпаева. Верхняя часть языка и фирновый бассейн; на заднем плане — пик Сатпаева.

Фото С. И. Кумачева, август 1949 г.

Снеговые массы фирновых полей распределяются на склонах цирка более или менее равномерно. Несколько выше фирновой линии ледник переходит через ригель и на западной стороне образует крутой и высо-

кий уступ, пересеченный трещинами. Уклон поверхности ледника ниже этого уступа составляет 3 — 4°.

В 1947 — 1949 гг. фирновая линия на леднике Сатпаева лежала в среднем на высоте 3350 м, в 1953 г. она поднялась на сотню метров выше (определено по фотоснимкам).

В связи с перемещением фирновой линии язык ледника удлинился не менее чем на 1,5 км. Однако последующие многоснежные годы могут восстановить прежнее положение.

Язык ледника начинается с уклоном своей поверхности в 5°, далее он принимает уклон в 6° и чем ближе к концу, тем становится круче. В двух местах он переходит через ригели, где его крутизна увеличивается до 20 — 25°. Оконечность языка в 1947 г. была разъединена ледяным логом на две половины, из которых левая оканчивалась лбом с углом падения до 60°, а правая оканчивалась волной с углом падения до 18°.



Рис. 5. Ледник Сатпаева. Оконечность открытой части языка, разделенная ложбиной. Справа ряд ледниковых гротов, через которые протекает главный поток.

Фото С. И. Кумачева, август 1949 г.

Основной поток вытекал из низкого грота в средней части ледника. По выходе из грота он образовывал небольшое озерко. Другой менее многоводный поток шел навстречу первому из каньона правой стороны ледника.

В 1948 г. язык ледника имел несколько иной вид. На его поверхности в районе нижнего течения образовалось два ледниковых колодца: один с глубиной в 6 — 7 м, другой, повидимому, в 20 — 30 м. К обоим колодцам вели небольшие ложбины, выработанные ручьями.

Оконечность языка на правой половине (то есть вправо от ледяной ложбины) имела тот же уклон (18°), какой у нее был в 1947 г., но на левой половине она изменилась довольно резко. Скат, обращенный к ложбине, здесь оказался пронизанным небольшими гротами, вытянувшимися друг за другом по одной линии. Ранее бывший перед концом ледника

тнз
В с
из
пол
неб

ты
зон
и б
лед

Рис.

низкий грот исчез. Также исчезло и озерко, находившееся перед гротом. В связи с этим обозначилось несколько иное расположение потоков. Один из основных потоков стал течь по ложбине, другой — из-под льда левой половины языка. В расстоянии 6 — 10 — 15 м от конца языка лежали небольшие глыбы нерастаявшего льда.

К концу июля 1953 г. язык ледника значительно сократился. С высоты 2911 м (по 1947 г.) он поднялся до высоты 2941 м, отступив по горизонтальному расстоянию на 151 м. Его конец принял монолитную форму и более или менее однообразную крутизну порядка 18 — 20°. Основной ледниковый поток перебрался к подножию левой боковой стороны язы-



Рис. 6 Ледник Сатпаева. Оконечность открытой части языка в 1953 г. В центре вершина Лавинная с фирновым полем ледника Лавинного.
Фото П. А. Черкасова.

ка. Конец языка ложится на донные моренные отложения, выступающие долину и ниже по течению. К обоим склонам долины приречены полосы погребенных льдов, которые приняли вид береговых морен.

Язык ледника с обеих сторон сопровождается боковыми моренами, достигающими высоты 40 м и более. Правая боковая морена отделена от ледника узким логом. Прилегающая к ней часть языка усыпана камнями и валунами, образующими множество ледниковых столов.

Ледник Валиханова занимает глубокое боковое ущелье, выходящее своим устьем на правое плечо главной долины, имеющей форму трога. По съемке 1949 г. длина ледника вместе с погребенной частью определилась в 2,3 — 2,5 км. На долю одной открытой части приходится 1,7 — 1,9 км. Площадь ледника с погребенной частью составляет 1,8 кв. км.

Задняя стена цирка очень обрывиста, снег держится на ней «козырьками». Основное питание ледник получает с северного склона ущелья.

Это обстоятельство создает у него резко выраженный уклон не только по продольному, но и по поперечному профилю.

На всем протяжении ледник имеет направление к западу. Он образует три пологие волны, которые тянутся одна за другой. Открытая часть ледникового языка, падая под углами от 13 до 20°, оканчивается отчетливой кромкой на высоте 3140 — 3190 м. Вдоль кромок текут ледниковые потоки. Один из них пробивается через каньон, проделанный во фронтальных моренных отложениях. Эти моренные отложения покрывают нерастаявшие массы льда, о чем свидетельствует их большая высота (до 20 м) над подножием ледникового языка.

В 150 — 200 м от своего гребня они переходят через ригель, с которого падают под углом в 33° и более. Ближе к подножию, находящемуся на высоте 2900 м, крутизна падения уменьшается до 25°. Поток, текущий через каньон, вытянулся блестящей лентой по поверхности моренных отложений. Вправо от него, примерно на середине длины погребенной части ледника, из-под моренных отложений появляется второй поток, принимающий направление, параллельное с первым. Вблизи бровки трога оба потока сливаются в один, который по склону трога достигает до р. Кору.

Ледник Низкоморенный занимает кар, расположенный на водораздельном гребне бассейна рек Кору и Бала Кору.

Склонами кара он слева отделен от ледника Валиханова, а справа — от небольшого карового ледничка, относящегося к бассейну р. Бала Кора.

Ледник Низкоморенный принадлежит к особому типу. На значительном протяжении он покрыт моренным чехлом, а ближе к концу превращается в каменный глетчер. Ледник имеет в длину до 3,6 км. Из этой длины на фирновое поле приходится 0,4 км, на открытую часть языка — 0,9 км и на погребенную часть вместе с каменным глетчером — 2,3 км. Площадь всего ледника с погребенной частью и каменным глетчером определяется в 1,8 кв. км.

Ледник был посещен в 1949 г. В. А. Зенковой, сотрудницей экспедиции Н. Н. Пальгова. Нижеприводимое описание дается по данным ее наблюдений.

Высшие точки в бассейне ледника Низкоморенного имеют высоты 3683, 3656, 3595 м над ур. м. Средняя высота задних стен его цирка составляет приблизительно 3620 — 3650 м.

Фирновое поле ледника грядой обнаженных от снега скал делится на две камеры. Из правой камеры снежные массы выходят с падением в 20 — 25°, из левой — крутым обрывом в 50 — 60°.

Соединившись в общий поток, снежные массы направляются на северо-запад. В месте их соединения проходит фирновая линия, которая лежит на высоте 3430 м. Отсюда ледник принимает северо-северо-восточ-

ное направление и угол наклона от 18 до 20°. Его поверхность на наиболее крутых уклонах разбита поперечными трещинами. Вблизи оконечности ледника 21 августа 1949 г. было три незначительных котловины. Средняя из них была заполнена водой, которая вытекала из нее небольшо-

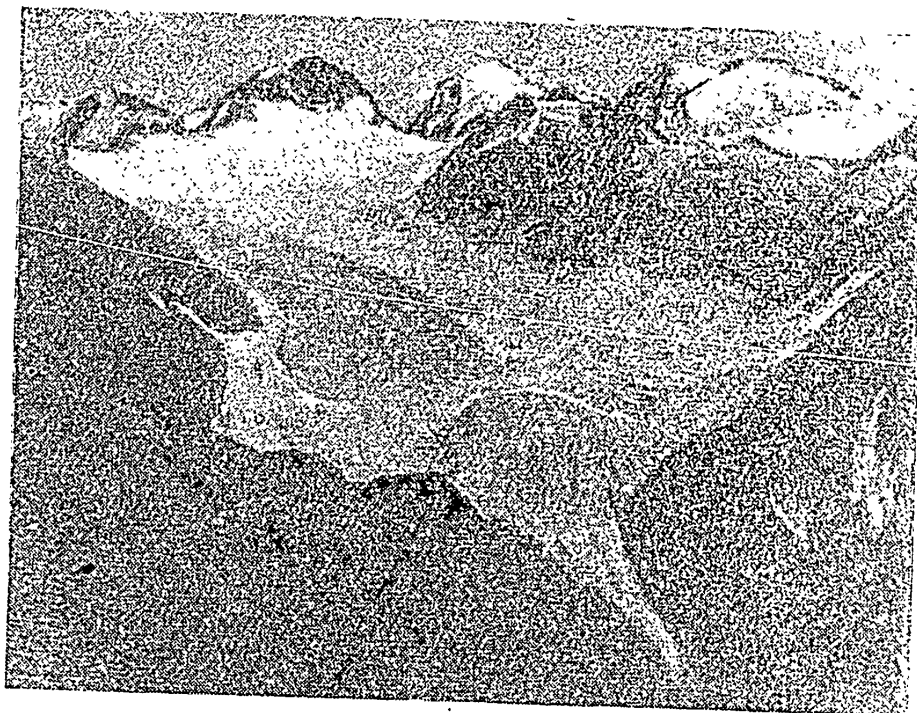


Рис. 7. Ледник Низкоморенный. Фирновое поле и открытый язык.

Фото П. А. Черкасова, июль 1953 г.

шим ручьем; сухое дно двух крайних котловин было покрыто мелкой галькой и ледяной мукой.

Открытый язык ледника заканчивается отчетливо выраженной кромкой на высоте 3325 м. На своем конце он имеет падение в правой части до 15°, в левой — до 38°. Вдоль обеих сторон его текут потоки. Левый из них сливается с ручьем, вытекающим из озера. После слияния, пройдя 60—70 м, он исчезает в моренных отложениях. Правый поток, более многоводный, огибает почти всю кромку ледникового языка и, проделав сто-стопятиметровый путь по моренным отложениям, также скрывается в них. В дальнейшем нигде больше на поверхности ни тот, ни другой поток не появляются.

Ледник справа и слева несет боковые морены. Правая морена начинается на нем от фирновой линии; вблизи конца языка она достигает высоты 40—45 м. Левая морена выражена слабо.

От конца языка начинается фронтальная морена, которая тянется на расстоянии 2,2 км. Возможно, что под ней ледник продолжается до половины протяжения. Вал морены пересекает плечо трога, затем падает по его крутому склону (под углом до 40°) к р. Коре, образуя на склоне серию волнообразных уступов. С высоты 2900 м на нем появляется ред-

жая альпийская растительность, а ста метрами ниже — кустарники арчи. Все моренные отложения ледника состоят из обломков темного сланца.

В 1948 г. на нижних террасах фронтальной морены были произведены наблюдения над ее перемещением. С этой целью тридцатисекундным теодолитом определены координаты (плановые и высотные) шести точек, отстоящих друг от друга в 60 — 80 м и закрепленных на местности массивными камнями с изображениями центров (масляной краской) в виде пересекающихся линий. Повторные измерения в 1949 и в 1953 гг. показали, что нижнее течение ледника представляет собой каменный глетчер, в котором льда не сохранилось.



Рис. 8. Ледник Низкоморенный. Каменный глетчер на склоне и дне троговой долины Кору.
Фото С. И. Кумачева, август 1942 г.

В 1948 г. были отмечены перемены в положении реки на расширенном участке долины. В 1947 г. основной поток реки проходил здесь вблизи левого края долины. В 1948 г. он перебросился на правую сторону за 200 — 300 м от предыдущего русла, которое стало сухим. Высота берегов над уровнем воды, в новом русле, имевшем возраст, повидимому, в один-два года, достигала метра.

Морфометрия. Площадь всех ледников группы определена, по данным топографической съемки, в 21,4 кв. км. В нее входят фирновые поля, ледниковые языки с боковыми и срединными моренами и погребенные части языков. По отношению к вмещающему ее бассейну, в котором значительное место занимают голые склоны гор и участки долины, непокрытые ледником, она составляет 65%. Как видно из указанной величины, степень оледенения в истоках реки не особенно высокая. Но она немного значительнее, чем в центральном участке оледенения хребта Зайлийский Алатау, где ледники занимают 62% площади своего бассейна.

В отдельности у каждого ледника Лепсинско-Коринской группы эта

относительная к своему бассейну площадь оледенения, которую назовем коэффициентом общего оледенения, довольно различна.

У ледника Калесника с его притоками она равна 60% или 0,60, у ледника Сатпаева с его притоком Лавинным — 0,70, у ледника Валиханова — 0,66, у ледника Низкоморенного — 0,60¹.

Коэффициенты общего оледенения позволяют судить об общем развитии оледенения в том или ином ледниковом бассейне, но они не дают никакого представления о качественном характере этого оледенения. Так, например, ледники Калесника и Низкоморенный занимают в своем бассейне одну и ту же часть его площади. В этом отношении они являются равнозначными. Однако в качественном отношении ледник Калесника, имеющий гораздо меньше погребенных участков, чем ледник Низкоморенный, стоит гораздо выше. Поэтому для относительной оценки характера оледенения бесполезно ввести и некоторые другие показатели. Из числа этих показателей заслуживают внимания следующие: 1) отношение площади всего языка с погребенной частью к площади ледникового бассейна, расположенной ниже снеговой линии, — коэффициент всего ледникового языка, 2) отношение площади открытой части языка (без морен) к той же площади бассейна — коэффициент открытого языка, 3) разность высот между открытым и погребенным концами ледникового языка, 4) средняя по площади высота всего языка, 5) то же — языка открытого, 6) средняя по площади высота фирнового поля, 7) отношение площади фирнового поля, покрытой снегом, ко всей его площади, включающей обнаженные участки, — коэффициент заснеженности фирнового поля, 8) отношение площади морен (боковых, срединных и фронтальных) к площади голых участков бассейна, расположенных ниже снеговой линии, — коэффициент моренности.

Каждый из перечисленных показателей имеет свое значение. Первые два дополняют собою коэффициент общего оледенения. Вместе с ним они определяют интенсивность покрытия ледником своего бассейна и могут давать конкретное представление о взаимосвязи его с физико-географическими условиями своего окружения.

Третий показатель характеризует развитие погребенной части на языке в вертикальном направлении. Четвертый и пятый показатели могут быть использованы в вопросах таяния ледниковой поверхности и стока с нее как ориентирующие на наиболее ответственные в этих процессах участки ледника. Три остальные показатели уточняют соответствующие геоморфологические черты ледникового бассейна и могут быть применены для суждения о качественных особенностях фирнового поля и обнаженных склонов.

В таблице 1 даны все перечисленные показатели для ледников группы и для сравнения с ними — средние по ледникам центральной части Заилийского Алатау.

По сравнению с ледниками центральной части Заилийского Алатау Лепсинско-Коринская группа имеет следующие различия и сходства: 1) несколько большие коэффициенты всего ледникового языка и открытого языка, что свидетельствует о лучших орографических условиях в Лепсинско-Коринской группе и более значительной степени оледенения в

¹ Границы бассейна у ледника Низкоморенного в районе его погребенного языка, расположенного на почти ровном плече и на крутом склоне троговой долины, взяты по линии, опоясывающей края погребенного языка. Конец же ледника вследствие того, что его нижнее течение представляет каменный глетчер, принят на середине длины всей его погребенной части, взятой совместно с каменным глетчером. Эта середина определяется на высоте 3075 м и в расстоянии 1,1 км от открытого конца ледникового языка.

Таблица 1

Некоторые морфометрические показатели ледников Лепсинской Котлы

Ледники	Экспозиция	Коэффициент всего ледникового языка	Коэффициент открытого языка	Разность высот между открытым и погребенными концами ледника	Средняя высота, м			Коэффициент заснеженности фирнового бассейна	Коэффициент моренности
					всего языка	открытого языка	фирнового поля		
Валиханова	З	0,45	0,28	240	(3230)	(3250)	—	—	0,30
Калесника	С	0,48	0,40	230	3200	3230	3503	0,88	0,14
Низкоморенный	СЗ	0,50	0,18	(360)	(3190)	3380	3530	—	1,85
Сатпаева	С	0,39	0,26	220	3158	3235	3551	0,85	0,21
Среднее (взвешенное по площади)	ССЗ	0,43	0,25	262	3180	3245	—	—	0,29
Среднее у ледников центральной части Занглийского Алатау	ССЗ	0,38	0,20	200	—	—	—	—	0,29

Примечание. При вычислении разности высот между открытым и погребенным концами языка конец погребенного языка у ледников Калесника и Сатпаева определялся по месту, где были обнаружены последние остатки погребенного льда, у ледника же Валиханова — условно по месту подножия современной фронтальной морены, у ледника Низкоморенного — условно по месту на середине между концом открытого языка и концом каменного клетчера, продолжающего собой погребенный язык. Средняя величина разности высот по группе дана не взвешенная по площади, а простая арифметическая.

абляционной области; 2) одинаковый коэффициент моренности, показывающий, что ледники той и другой группы находятся в сходных физико-географических условиях моренообразования.

Подобные же заключения о характере оледенения вытекают из сравнения показателей у отдельных ледников группы. По преобладанию коэффициента открытого языка у ледника Калесника можно полагать, что его абляционная область находится в более лучших орографических условиях, чем у других ледников группы. Между прочим она намного значительнее и в абсолютных цифрах.

Выделяющийся по величине среди других коэффициент всего ледникового языка у ледника Низкоморенного заставляет предполагать наличие в его бассейне особых условий. Эти условия проявляются здесь в виде обильного моренообразования. Погребенный под моренами язык ледника подвергается таянию в ничтожных размерах. Сохраняясь от интенсивного таяния, он смог продвинуться далеко вперед от фирновой линии.

Но низкий коэффициент открытого языка у того же ледника Низкоморенного свидетельствует, что открытая часть его языка находится в наихудших орографических и более холодных климатических условиях, чем остальные ледники группы. Она лежит преимущественно на одной стороне ущелья и лишь слегка захватывает подножие последнего. При этом она в большей части ориентирована на запад, вследствие чего подвергается более значительному таянию, чем если бы имела северную экспозицию.

Кроме взаимозависимостей ледника с окружающей его территорией бассейна как в целом, так и по отдельным частям, небезинтересно остано-

внть внимание и на показателях, характеризующих непосредственно морфологические особенности самого ледника. Из них в первую очередь следует сказать о давно укоренившихся в гляциологии ледниковом коэффициенте и разностях оледенения.

Площадная и линейная взаимосвязи (первая в виде ледниковых коэффициентов, вторая в виде разностей оледенения) между фирновыми полями и ледниковыми языками Лепсинско-Коринских ледников выражается по-разному. Самый значительный ледниковый коэффициент (3,0) имеет ледник Сатпаева. У него же отмечаются и самые большие разности оледенения (табл. 2).

Таблица 2

Ледниковые коэффициенты и разности оледенения у Лепсинско-Коринских ледников

Ледники	Ледниковые коэффициенты (отношение площади фирнового поля к площади всего языка)	Разности оледенения в м			Средняя ширина фирнового поля в м	Средняя ширина ледникового языка в м	
		положительная (наибольшая длина фирнового поля по вертикали)	отрицательная			всего языка	открытой части языка
			наибольшая длина всего языка (с погреб. частью) по вертикали	наибольшая длина открытого языка по вертикали			
Валиханова	1,4	(400)	400	160	1300	630	835
Калесника	0,5	575	625	395	1730	775	830
Низкоморенный	1,0	(260)	475	115	1030	520	420
Сатпаева	3,0	850	650	430	2160	700	570
Среднее	1,5	(521)	538	275	1940	700	740
Среднее у ледников центральной части Занлийского Алатау	1,6	330	520	320	—	—	—

Ледник Сатпаева по всем показателям таблицы 2 является наиболее жизнеспособным ледником в группе.

Весьма мал ледниковый коэффициент у ледника Калесника. Вместе с этим и его разности оледенения не выделяются особыми преимуществами в положительную сторону. Чрезмерное развитие у ледника Калесника абляционной площади в условиях, характеризующихся показателями таблицы 2, говорит о том, что его значительная абляционная площадь образовалась не вследствие роста ледника, а вследствие повышения фирновой линии. При этом повышение фирновой линии происходило на пологих и широких участках ледника, что добавляло к площади его языка гораздо больше того, что исчезало от сокращения.

Физико-географические условия, окружающие каждый ледник, определяют в нем то или иное сочетание его отдельных частей. В каждом леднике имеют существенное значение следующие наиболее важные части: 1) фирновое поле (фирновый бассейн), 2) открытая площадь языка, 3) площадь языка под боковыми и срединными моренами и 4) площадь погребенного (под фронтальной мореной) языка. Каждая из этих частей отличается своими особыми свойствами. Весьма важным их отличием является различная роль в гидрологическом режиме ледника. Фирновые поля, как известно, представляют область накопления. Отчасти они

имеют некоторое значение и в образовании стока. Ледниковые языки составляют область абляции, но не все участки их равноценны в питании рек. Более всех водоносны открытые площади языков. Далеко уступают им участки ледника, прикрытые боковыми и срединными моренами. Меньше всего дают талых вод погребенные площади языка, моренный покров которых имеет обычно более значительную толщину, чем у боковых и срединных морен.

Общая водоносность ледника зависит (помимо климатических и других факторов) от того, в какой пропорции располагаются у него все эти элементы, то есть какова структура ледника.

В отношении структуры Лепсинско-Коринская группа ледников имеет много общего с ледниками Заилийского Алатау, а также и со всеми другими, находящимися на территории Средней Азии и Казахстана. Лепсинско-Коринские ледники в полной мере принадлежат к тому типу ледников, который за широкое развитие на них моренных отложений получил название «Туркестанского» (табл. 3).

Таблица 3

Структура Лепсинско-Коринских ледников в процентах
к общей площади

Ледники	Фирновое поле	Открытая часть ледникового языка	Боковые и срединные морены	Погребенная часть ледникового языка	Весь ледник
Валиханова	58	27	2	13	100
Калесника	34	56	7	3	100
Низкоморенный	47	18	3	32	100
Сатпаева	73	18	6	3	100
Среднее взвешенное	59	29	6	6	100
Среднее у ледников центральной части Заилийского Алатау	62	20	8	10	100

Представленная в таблице 3 структура Лепсинско-Коринских ледников еще раз подчеркивает лучшие условия питания ледника Сатпаева и наихудшие условия ледника Калесника. Но вместе с тем она говорит и о том, что первый из ледников занимает далеко не первое место в количественном образовании талых вод с одного квадратного километра площади.

Если считать, что интенсивность таяния льда в среднем, более или менее одинакова у всех ледников группы, то в силу относительного преобладания области абляции (на собственной площади) наибольшей относительной водоносностью будет отличаться ледник Калесника. Второе место за ним займет ледник Валиханова и только третье место будет принадлежать леднику Сатпаева.

Распространяя эти сравнения шире, можно заключить, что все ледники Лепсинско-Коринской группы по своей относительной водоносности стоят выше ледников центральной части Заилийского Алатау. Вместе с тем большая относительная площадь открытых языков у Лепсинско-Коринской группы и меньшая доля погребенных и покрытых моренами участков позволяют считать, что процесс сокращения ее ледников сопровождается более высоким подъемом фирновой линии, чем у ледников Заилийского Алатау. Это привело к тому, что ледниковые языки, теряя в

нижних своих частях меньшую площадь, чем они приобретают от подъема фирновой линии, получили несколько более низкий ледниковый коэффициент. Вместе с этим их структура стала более благоприятной для увеличения водоносности. Таким образом, перед нами вырисовывается факт, установленный в гидрологическом режиме ледников, факт, говорящий о том, что на известной стадии своего сокращения ледники, по мере развития сокращения, увеличивают количество талых вод. Это увеличение стока в связи с более значительным сокращением и имеет место у ледников Лепсинско-Коринской группы. По соответственно произведенным вычислениям определяется, что за абляционный период коэффициент водоносности (отношение модуля стока с общей площади ледника к модулю стока с площади окружающих голых частей его бассейна) у Лепсинско-Коринских ледников равен 4,0, средний же у ледников центральной части Заилийского Алатау — 3,0.

Связь площади ледников с верхней границей фирнового поля
У наиболее исследованных в группе ледников Калесника и Сатпаева отмечается связь оледенения с верхним уровнем фирнового поля. Она заключается в том, что площадь ледника с его фирновыми полями, по без погребенной части языка равна произведению трех множителей:

1) разности между средними высотами (в м) верхнего и нижнего уровней фирнового поля, или, иначе сказать, среднему протяжению фирнового поля по вертикали,

2) длины (в км) верхней границы фирнового поля,

3) постоянного числа, представляющего величину площади (в кв. км) на один метр среднего протяжения фирнового поля по вертикали.

Для ледников Заилийского Алатау, имеющих северные экспозиции, эта связь выражается следующим уравнением:

$$П = (В - \Phi) \times Д \times 0,0026.$$

В нем $П$ — площадь ледника в кв. км без погребенной части языка, $В$ — средняя высота верхнего уровня фирнового поля в м, Φ — средняя высота нижнего уровня того же поля в пределах ледника, или, иначе сказать, высота фирновой линии в м, $Д$ — длина верхнего уровня фирнового поля в км (эта длина берется в пределах между крайними с той и другой стороны поля заснеженными точками на гребнях гор, по снегораздельной линии, окаймляющей цирк ледника; встречающиеся бесснежные участки на гребне между этими точками из длины линии не вычитаются), число 0,0026 выражает площадь оледенения в кв. км на 1 м высотной разницы между верхним и нижним уровнями фирнового поля.

Для ледников Калесника и Сатпаева это число несколько иное, а именно — 0,0023. С ним уравнение соответствующей связи для ледников Лепсинско-Коринской группы с северными экспозициями будет иметь вид:

$$П = (В - \Phi) \times Д \times 0,0023.$$

Вычисленные по этому уравнению площади отличаются от измеренных очень мало: у ледника Калесника на 1,1%, а у ледника Сатпаева на 1,0%.

В отдельных случаях, как это проявляется у ледников Заилийского Алатау, отклонения вычисленных площадей по уравнениям связи с верхним уровнем фирнового поля могут достигать 30% и более. Эти случаи обуславливаются в основном несколько иными климатическими условиями, чем те средние, для которых устанавливается данная зависимость.

Мощность. Более или менее конкретное определение мощности представилось возможным дать для ледника Сатпаева и несколько более ориентировочно — для ледника Калесника.

Вычисление мощности производилось по собственному методу автора, который можно назвать методом балансов. Он заключается в том, что по данным наблюдений над таянием поверхности и нивелировки последней определяются объемы стаявшей массы льда и сократившейся части ледника (то и другое в области абляции) за годовой период времени. Разница между объемом стаявшей массы льда и объемом сократившейся части ледника на каком-либо из его участков представляет собой прирост льда из вышележащего участка, или, иначе сказать, по аналогии с рекой, — годовой расход ледника на границе этих участков.

Означенный расход, разделенный на длину пути, пройденного за тот же год соответствующим поперечным сечением ледника, дает величину площади этого поперечного сечения. При уподоблении формы последнего форме полуэллипса мощность ледника определяется как малая полуось эллипса и соответственно этому она является на данном поперечном профиле максимальной. За большую полуось в указанных участках принимается половина ширины ледника на поверхности того же профиля.

Величины, послужившие для вычисления мощности ледников Сатпаева и Калесника, состояли из данных по объему стаявшего льда, по объему сократившейся массы ледникового языка и скоростей движения за период с 1947 по 1953 г. Площадные размеры необходимых участков определялись по планам съемки.

По методу балансов максимальная мощность ледника Сатпаева в районе фирновой линии получилась в 128 м, а средняя максимальная мощность открытой части всего ледникового языка — в 74 м.

Мощность ледника Калесника оказалась примерно на 7—10 м меньше.

Ледниково-фирновые массы ледника Сатпаева с его притоком Лавинным, по ориентировочным подсчетам, в полтора раза значительнее, чем у ледника Калесника. Общая сумма этих масс у обоих ледников достигает в переводе на воду такого объема, который может быть приравнен к 27-летнему стоку питаемой ими реки Керы на створе в 3 км от конца ледников.

Объем ледниково-фирновых масс всей группы Лепсинско-Коринских ледников определяется по соотношению площадных размеров в 1,18 раза большим, чем у ледников Сатпаева и Калесника, вместе взятых.

Среднее количество ледниково-фирнового вещества, приходящееся на 1 кв. км площади ледников, составляет в Лепсинско-Коринской группе в полтора раза больше, чем в группе ледников центральной части хребта Заилийский Алатау.

При высоте фирновой линии в 3350 м у ледника Сатпаева масса льда в его фирновом бассейне превышает в два раза массу льда, заключающегося в области абляции.

При несколько меньшей (3325 м) высоте фирновой линии у ледника Калесника количество льда в его фирновом бассейне в три раза меньше, чем на языке.

Таким образом, ледниковые коэффициенты означенных ледников по объему массы гораздо ниже, чем коэффициенты, определенные по размерам площадей (табл. 2).

В 1953 г. фирновая линия на обоих ледниках поднялась на 70—100 м выше. Это обстоятельство отразилось на соотношении их фирновых и ледниковых масс, причем у ледника Сатпаева более значительно, чем у ледника Калесника.

Ледниково-фирновые запасы Лепсинско-Коринских ледников расходуются ими ежегодно на сток (по наблюдениям 1947—1953 гг.) в количестве 1,1% от всей массы. Но это не значит, что через 90 лет они пол-

ностью будут исчерпаны и ледники исчезнут. В то время как, в области абляции происходит убыль льда, на фирновых полях совершается противоположный процесс — накопление снежных масс, превращающихся впоследствии в лед. С другой стороны, по мере отступления ледников вылье по долине, в условиях более холодного лета, убыль их от таяния становится меньше и на той или иной высоте может полностью компенсироваться накоплениями в области фирнового поля. Таким образом, существование Лепсинско-Коринских ледников при современных климатических условиях может быть постоянным. Но их конфигурация, размеры, структура и другие черты будут меняться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов В. Г. Ледники бассейна оз. Балхаш, Сасык-Куль и Ала-Куль. Известия Государ. географ. общества, т. 79, вып. 5 и 6, 1939.
2. Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. 1937.
3. Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. 1930.
4. Пальгов Н. Н. Крупнейший узел современного оледенения в Джунгарском Алатау. Известия Всесоюзного географического общества, т. 81, вып. 1, 1949.
5. Пальгов Н. Н. Ледник Сатпаева в хребте Джунгарский Алатау. Вестник Академии наук Казахской ССР № 8, 1948.
6. Сапожников В. Новые ледники Джунгарского Алатау. Природа № 4, 1916.

РЕЗЮМЕ

Автор 1947, 1948, 1949 және 1953-жылдары зерттеген Валиханов, Калесник, Сатпаев және Низкоморенді мұздықтары туралы сыйпаттама береді. Бұл мақалада негізінен инструменталдық съемка жасау жолымен алынған мұздықтардың көлемі баяндалады. Мұнымен бірге осы көрсетілген мұздықтарды Іле Алатауы мұздықтарымен салыстырып көрсетеді.

СОДЕРЖАНИЕ

К. И. Сатнаев. О методологии, фактической базе и основных выводах металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана.	3
Р. А. Борукаев. Некоторые закономерности металлогении допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана.	36
Г. Н. Щерба. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана.	52
Д. Н. Казанли. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей.	60
И. И. Бок. Генетические типы полиметаллических месторождений Центрального Казахстана и их поисково-прогнозные признаки (к составлению карты прогнозов).	93
Г. Б. Жилинский. О некоторых генетических особенностях оловорудных проявлений в Центральном Казахстане.	104
Л. А. Мирошниченко. О скарнах Центрального Казахстана.	115
Р. А. Борукаев, С. М. Бандалетов, Г. Ф. Ляпичев, И. Ф. Никитин. К геологии района среднего течения реки Селеты (Центральный Казахстан).	126
С. М. Бандалетов. Структура Кожанчадского рудного поля (Центральный Казахстан).	138
А. Н. Волков. О перспективной оценке бокситорудных районов в связи с генезисом глиноземистых растворов (в порядке обсуждения).	148
Н. Н. Пальгов. Ледники Ленской Коры хребта Джунгарский Алатау.	167

Редактор *Р. И. Суворова*
 Худ. редактор *И. Д. Суцих*
 Тех. редактор *П. Ф. Алферова*
 Корректор *Е. А. Короткова*

* * *

Сдано в набор 21/VI 1955 г. Подписано к печати 27/VIII 1955 г. Формат 70 × 108¹/₁₆ =
 7,88 бум. л.—15,75 п. л.+2 вклейки. Уч.-изд. л. 16,85. Тираж 500. УГ08839.
 Цена 8 руб.

* * *

Типография Издательства АН КазССР. Алма-Ата, Шевченко, 17. Зак. 154.